Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Autumn 2025, Vol. 15 (3): 142 - 169

Research Article

Geochemistry and thermometry of chlorite in metamorphic and igneous rocks from north Azna, Sanandaj-Sirjan Zone

Mahsa Tahmasebi[1], Aliasghar Sepahi [1,2]*, Mirmohammad Miri[3], Javad Izadyar[4]

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.
2- Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
3- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran
4- Department of Geology, Faculty of Sciences, Zanjan University, Iran

Keywords: *Thermometry, Progressive, Retrogressive, Green schist, chlorite.*

1-Introduction

Chlorite is a widespread phyllosilicate mineral commonly formed during low- to medium-grade metamorphism and hydrothermal alteration in both metamorphic and magmatic settings. Its chemical composition ,particularly the distribution of divalent cations (Mg, Fe^{2+}) and trivalent cations (Al^{3+}) between tetrahedral and octahedral sites, is sensitive to physicochemical conditions such as temperature, fluid composition, and protolith characteristics. Consequently, chlorite is regarded as a key mineral for retrograde thermometry and for deciphering metamorphic and metasomatic processes (Cathelineau, 1988; Vidal et al., 2005; Lanari et al., 2014).

The Sanandaj–Sirjan Zone (SSZ), as a long-lived orogenic domain along the northern margin of the Neo-Tethys, exhibits complex metamorphic and magmatic histories resulting from the prolonged subduction of oceanic lithosphere and subsequent continental collision between the Arabian and Iranian plates. Within this tectonometamorphic framework, the northern Azna region represents a structurally and petrologically diverse area, comprising regionally metamorphosed phyllites and chloritoid schists, contact-metamorphosed hornfelses, and intrusions of meta-granitic bodies. The coexistence of these lithologies offers a rare opportunity to investigate chlorite crystallization under variable thermal regimes associated with both regional and contact metamorphism, as well as post-collisional magmatism.

This study aims to characterize the chemical composition and thermometric behavior of chlorite in a suite of metamorphic and granitic rocks from northern Azna, with a focus on its structural formula and thermal response. By integrating microstructural observations, XRD mineral identification, and electron microprobe analyses with empirical thermometric calibrations, this research seeks to constrain the metamorphic gradients and fluid–rock interaction pathways that governed chlorite evolution in the study area. The results provide valuable constraints on the retrograde metamorphism and thermal re-equilibration processes in the SSZ, contributing to a broader understanding of crustal reworking along the northern Gondwanan margin during the post-Variscan and early Alpine orogenic evolution.

2-Material and methods

Chlorite compositions were analyzed by Electron Probe Micro-Analyzer (JEOL JXA-8200) at the University of Earth Sciences and Environmental Studies, Potsdam, Germany, under 15 kV accelerating voltage, 20 nA beam current, and 2–10 µm beam diameter. Calibration employed synthetic standards and natural monazite. Additional microstructural analyses were performed using a Jeol JSM-651 SEM equipped with Oxford Inca X-act EDX. X-ray diffraction (XRD) measurements were conducted at the XRD and XRF

* Corresponding author: aasepahi@gmail.com
DOI: 10.22055/aag.2025.50243.2526
Received: 2025-07-23
Accepted: 2025-11-17

ISSN: 2717-0764

services of the General Research Support (SAI) at the University of Zaragoza, Spain, using a RIGAKU Ru2500 diffractometer (40 kV, 80 mA, Cu anode). Data were collected over 2θ = 5°–70° with 0.03° step size. Phase identification utilized the JCPDS database, and quantification was based on the Reference Intensity Ratio (RIR) method.

3-Results and discussions

Microprobe analyses of chlorites from northern Azna (based on a 14-oxygen structural formula) reveal notable compositional variations corresponding to different lithologies. Geochemical diagrams such as Si versus R^{2+} (Fe + Mg + Mn) (Wiewióra and Weiss, 1990) and (Mg/Mg+Fe) versus R^{3+} (Al^{3+}) (Plissart et al., 2009) were applied to classify chlorite species. Chlorites from phyllites and hornfelses plot in the domain of crinochlore and Fe-amesite, suggesting high Al content with lower Si values, consistent with formation under metamorphic conditions enriched in Al-bearing fluids. These chlorites typically show low Mg/(Mg+Fe) ratios (<0.4) and high R^{3+} values (>1.5 apfu), reflecting Fe-rich and Al-rich chemical signatures.

In contrast, chlorites from metagranites and granites plot within the chamosite, ripidolite, and sheridanite fields. These compositions indicate post-magmatic hydrothermal alteration at lower temperatures. Chamosite and daphnite, both Fe-rich chlorites, predominate in altered granites and metagranites, exhibiting low Mg/(Mg+Fe) ratios (0.2–0.4) and moderate R^{3+} contents (~0.2–1.0 apfu), indicating interaction with Fe-rich fluids during retrograde metamorphism or late-stage hydrothermal alteration.

Chlorite thermometry, based on Al (IV) content (Cathelineau, 1988), and applied through both empirical models and multi-component thermodynamic calculations (Vidal et al., 2006), suggests crystallization temperatures ranging from 260°C to 285°C. Chlorites in schists and hornfelses record higher temperatures (~285°C), in agreement with retrograde metamorphism linked to the intrusion of igneous bodies and deformation along major thrusts of the Zagros orogenic system. These samples exhibit elevated Al (IV) values, implying substitution of Si by Al in tetrahedral sites, and higher Fe/(Fe+Mg) ratios, consistent with the Fe-amesite composition.

Conversely, chlorites in altered granites and metagranites yield lower temperatures (~260°C) and show lower Al (IV) contents, reflecting formation at relatively cooler conditions. These features point to a second thermal event attributed to late-stage hydrothermal fluid infiltration enriched in Fe, potentially associated with post-magmatic tectonic or fluid activity. The coexistence of chlorite types with variable Fe/Mg ratios and tetrahedral Al content reveals a complex metamorphic and alteration history involving both regional retrograde metamorphism and superimposed hydrothermal alteration.

4-Conclusion

The mineral chemistry and thermometry of chlorites from northern Azna reveal significant mineralogical and thermal variations that reflect distinct metamorphic and hydrothermal histories. Chlorites in phyllites and hornfelses, identified as Al- and Fe-rich types such as crinochlore and Fe-amesite, formed under retrograde metamorphic conditions at ~285°C, associated with contact metamorphism and Al-rich metamorphic fluids. In contrast, chlorites in altered granites and metagranites, dominated by chamosite and daphnite compositions, crystallized at lower temperatures (~260°C), reflecting late-stage hydrothermal alteration by Fe-rich reducing fluids. The observed variations in chlorite composition and crystallization temperature indicate two distinct thermal events in the region: (1) a higher-temperature retrograde metamorphic episode linked to tectonic activity and intrusion of igneous bodies, and (2) a later hydrothermal overprint associated with post-magmatic fluid infiltration. These findings support a complex geodynamic evolution for the northern Azna area within the Sanandaj–Sirjan Zone, involving both regional metamorphism and superimposed hydrothermal processes.

5-References

Cathelineau, M., 1998 .Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals 23, 471-485. https:/https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O., 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al2O3–SiO2–H2O: applications to P–T

ISSN: 2717-0764

sections and geothermometry. Contributions to mineralogy and petrology 167, 968. https:/https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8

Plissart, G., FÉMÉnIaS, O., MÃRUnTIU, M., Diot, H., Demaiffe, D., 2009. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita–Iuti ophiolite, Southwestern Romania. The Canadian Mineralogist 47, 81-105. https:/https://doi.org/10.3749/canmin.47.1.81

Vidal, O., de Andrade, V., Lewin ,E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S., 2006. P–T-deformation-Fe3+/Fe2+ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). Journal of Metamorphic Geology 24, 669-683. https:/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x

Vidal, O., Parra, T., Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. American Mineralogist 90, 347-358. https:/https://doi.org/10.2138/am.2005.1554

Wiewióra, A., Weiss, Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. Clay Minerals 25, 83-92. https:/https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Sepahi, A., Tahmasebi, M., Miri, M.M., Izadyar, J., 2025. Geochemistry and thermometry of chlorite in metamorphic and igneous rocks from north Azna, Sanandaj–Sirjan Zone. Adv. Appl. Geol. 15 (3), 141-169.
DOI: 10.22055/aag.2025.50243.2526
https://aag.scu.ac.ir/article_20433.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

شیمی کانی و دماسنجی کلریت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین شمال ازنا، پهنه سنندج ـ سیرجان

مهسا طهماسبی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
علی‌اصغر سپاهی‌گرو
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران
میرمحمد میری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
جواد ایزدیار
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
aasepahi@um.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۲۶

چکیده

مطالعه حاضر متمرکز بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و دماسنجی کلریت‌ها در سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه ازنا، از زون سنندج-سیرجان است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (مانند فیلیت‌ها و شیست‌ها)، در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (مانند برخی از هورنفلس‌ها) و در سنگ‌های دگرگونی دینامیک (مانند گرانیت میلونیت‌ها) این کانی یافت می‌شود. در شیست و فیلیت‌ها این کانی رشد پیشرونده دارد و گاهی نیز از دگرگونی پسرونده کانی‌های دیگری مانند استارولیت حاصل شده است. در میلونیت‌ها معمولا" از ناپایداری بیوتیت حاصل شده است. آنالیزهای میکروپروب و پراش پرتو ایکس (XRD) نشان می‌دهند که نوع و ترکیب شیمیایی کلریت در سنگ‌های مورد بررسی متفاوت است. به طوری که مقدار آهن و منیزیوم درکلریت‌های موجود در سنگ‌های شیست و هورنفلس بیشتر از کلریت‌های موجود درمتاگرانیت و گرانیت‌ها است. ترکیب شیمیایی این کانی در انواع شیست‌ها از نوع کلینوکلر، کروندوفیلیت و آمزیت غنی از آهن و در گرانیت-میلونیت‌ها از انواع کلینوکلر، ریپیدولیت، شاموزیت و دافنیت می‌باشد. مطالعات ترمومتری نشان می‌دهد که دمای تشکیل کلریت در متاپلیت‌ها ۲۸۵ °C و در گرانیت-میلونیت‌ها حدود ۲۶۰ °C می‌باشد. این مطالعات نشان می‌دهد که بر طبق انتظار کانی مذکورچه در حالت پیشرونده و چه در حالت پسرونده در شرایط زیر رخساره شیست سبز تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *دماسنجی، پیشرونده، پسرونده، شیست سبز، کلریت*

۱-مقدمه

کلریت، یک کانی فیلوسیلیکاته گروه ۲:۱:۱، دارای ساختار لایه‌ای متشکل از واحدهای تتراهدرال (T)، اکتاهدرال (O) و لایه‌های داخلی غنی از Mg و Fe است (Manthilake et al., 2016; Böhm et al., 2023)، که در شرایط زمین‌شناختی متنوعی، از دماهای پایین (۱۵۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) تا دماهای متوسط (۳۵۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)، پایدار می‌ماند (Deer et al., 2013). ترکیب شیمیایی کلریت وابسته به دما، فشار، فوگاسیتی اکسیژن (fO_2) و فعالیت نسبی سیالات (aH_2O) است و به‌ویژه جایگزینی‌های Mg-Fe در موقعیت‌های اکتاهدرال و نسبت Al^{IV} در موقعیت‌های تتراهدرال، اطلاعات ارزشمندی درباره محیط‌های زمین‌شناختی ارائه می‌دهد (Siebecker et al., 2018). معمولا استفاده از ژئوترمومترهای دو و سه وجهی اکتاهدرال کلریت در زمین شناسی کاربرد دارد (Vidal et al., 2001). با استفاده از دو سیستم کالیبراسیون Aliو Alvi استفاده از کلریت به عنوان یک زمین‌دماسنج برای بازسازی حرارتی حوضه‌های مختلف دیاژنز و هیدروترمال شناخته شده است (Cathelineau and Nieva, 1985).

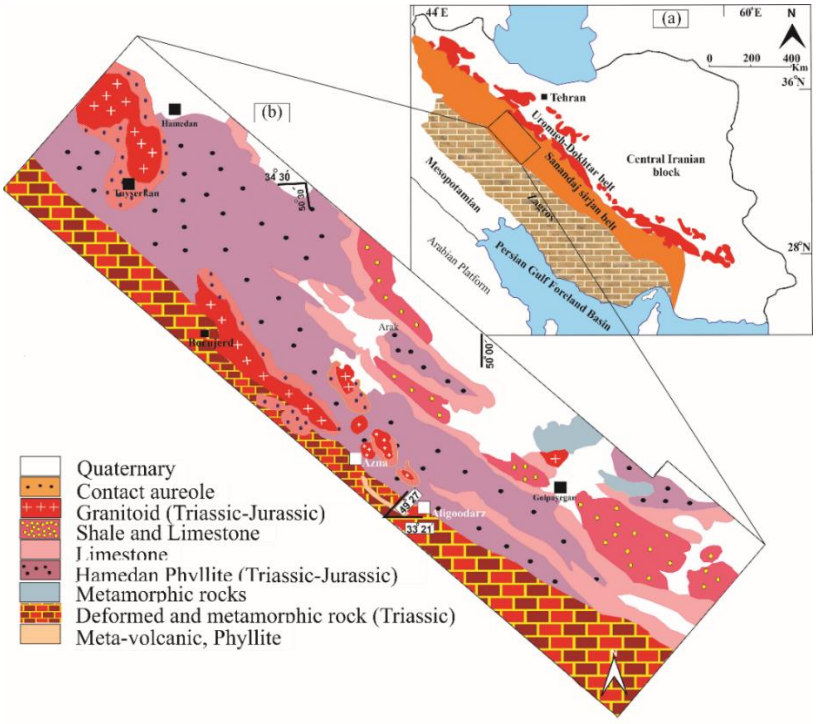
در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کلریت در طی دگرگونی پیشرونده کانی‌های مافیک نظیر الیوین، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت است و در شرایط متاسوماتیسم و گرمابی، به‌عنوان یک کانی ثانویه جایگزین دیگر کانی‌های مافیک می‌گردد

(Miyashiro, 1994; March et al., 2025). کلریت‌ها به دلیل حساسیت بالا به تغییرات فشار، دما و ترکیب سیالات، و همچنین حضور فراوان به عنوان محصولات دگرسانی کانی‌های اولیه می‌توانند در بررسی تاریخچه دگرگونی یک منطقه مفید باشند. مطالعه این کانی، شاخص مناسبی برای تعیین شرایط دگرسانی، شدت فرآیند و ارتباط احتمالی با کانه‌زایی فراهم می‌کند. هدف از این پژوهش بازسازی شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی و بررسی نقش آن در فرآیندهای ماگمایی ـ هیدروترمال منطقه است. در این مقاله، فرآیند کلریتی‌شدن و ترکیب شیمیایی آن در دمای پایین در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد بررسی قرار گرفته و تاثیر پارامترهای ترمودینامیکی بر ترکیب و پایداری آن‌ها ارزیابی می‌شود که پیش از این مورد بررسی قرار نگرفته است.

۲-زمین‌شناسی

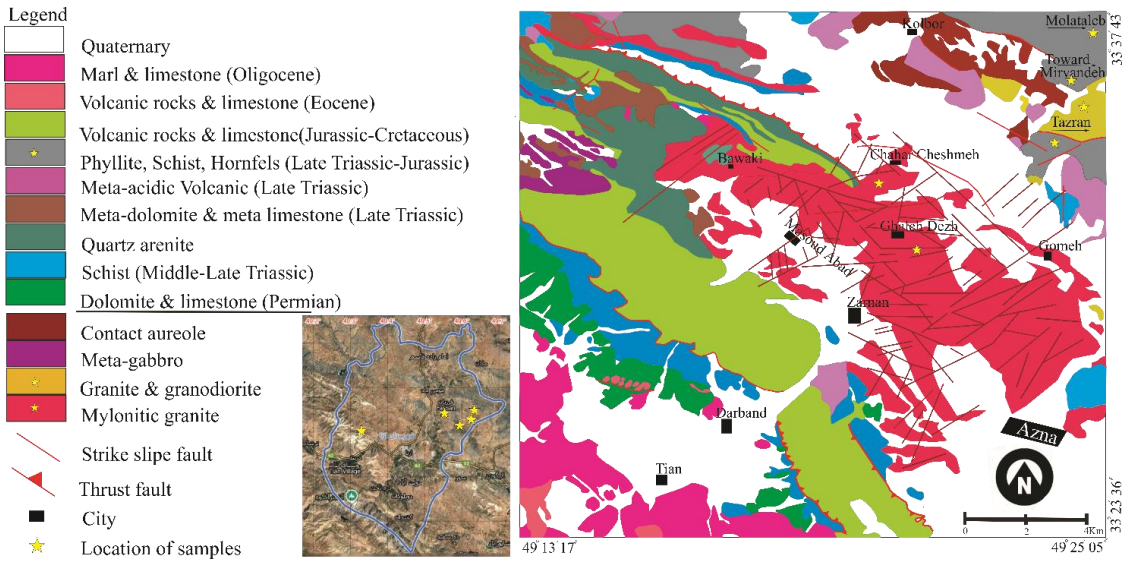
منطقه ازنا درکمربند سنندج-سیرجان با مجموعه‌ای پیچیده از ساختارهای زمین شناسی، از جمله گسل‌ها، چین خوردگی‌ها مشخص می شود (Mohajjel and Fergusson, 2000) (شکل‌های ۱ و ۲). این کمربند محل فعالیت‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است که در دوره‌های مختلف تاریخ زمین قدمت دارند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016) (شکل۳). یکی از بارزترین ویژگی‌های زون سنندج-سیرجان سنگ‌های دگرگونی آن است (Sarkarinejad and Azizi, 2008). ساختارهای گسله شواهدی از فعالیت تکتونیکی در ازنا است که منجر به بالا آمدن و تغییر شکل پوسته زمین شده است. گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها در زون سنندج-سیرجان پیچیده و چند جهتی هستند که نشان می‌دهد این منطقه در طول زمان چندین دوره فعالیت زمین ساختی را تجربه کرده است (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). رشته‌کوه زاگرس در زون سنندج سیرجان، به عنوان بخشی از مرز صفحه تکتونیکی و نتیجه برخورد صفحه عربستان و اوراسیا است که در حدود ۴۰ میلیون سال پیش شکل گرفت (Stöcklin et al., 1973). کوهزایی زاگرس به عنوان بخشی از گستره وسیع رشته کوه‌های آلپ-هیمالیا، سه ناحیه زمین ساختی موازی با عرض خود از شمال شرقی تا جنوب غربی ایجاد کرده است: ۱- کمربند ماگمایی سنوزوییک ارومیه-دختر (UDMA)۲ - کمربند سنندج ـ سیرجان (SSZ) و ۳- کمربند چین خورده زاگرس (Agard et al., 2011) (شکل ۱ و ۲). در جنوب لرستان، ازنا یک کمربند برشی و شکل پذیر در مقیاس متوسط با روند شمال باختری- جنوب شرقی است که شامل سیگنال-های دگرگونی مختلف اعم از ناحیه‌ای و دینامیکی، و سنگ‌های آذرین است. زمین شناسی ازنا با تاریخچه زمین ساختی پیچیده آن مشخص می‌شود که منجر به شکل‌گیری چندین ویژگی زمین‌شناسی متمایز شده است. ساختارهای زمین‌شناسی در ازنا نشان می‌دهد که در طول زمان طیف وسیعی از فعالیت‌های زمین ساختی را تجربه کرده است، از جمله تغییر شکل فشاری در طول رویدادهای تکتونیکی و تغییر شکل کششی در طول دوره‌های شکاف و گسترش از جمله این موارد است. تکامل زون سنندج-سیرجان تحت تأثیر برخورد قاره عربستان و صفحه ایران در طی تغییر شکل چند فازی از پرمین به اولیگومیوسن است (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). ازنا بخشی از کمربند چین خورده زاگرس است. یکی از بارزترین ویژگی‌های زمین‌شناسی در ازنا، گسل‌های معکوس در بخشی از آن هستند. روند ساختاری شمال باختری-جنوب شرقی میلونیت گرانیت‌های ازنا تقریباً موازی با گسل اصلی معکوس زاگرس است (شکل۳e,c,b,a). در این ناحیه چندین فاز دگرگونی متاثر از چند توده آذرین وجود دارند. به علاوه پهنه برشی با شیب کم تحت تأثیر تغییر شکل قرار گرفته و چین خورده است، به همین دلیل حرکت ناحیه برشی در برخی نواحی حرکت عادی و در سایر نقاط حرکت معکوس را نشان می‌دهد. شدت تغییر شکل در همه جا یکسان نیست و از شمال غربی به جنوب شرقی کاهش می‌یابد. تمرکز تغییر شکل‌ها در قسمت شمال و شمال غرب بیشتر است و این افزایش تغییر شکل‌ها را می‌توان به وجود پهنه‌های برشی و گسل‌ها در این منطقه نسبت داد. بیشتر گسل‌های منطقه با اجزای امتداد لغز معمولی و معکوس و گاهی با اجزای چپ‌بر و راست‌بر در منطقه دیده می-شوند. انواع سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا در غالب سنگ‌های فاز مجاورتی (هورنفلس) به سبب نفوذ توده‌های بازیک از دوره ژوراسیک میانی-کرتاسه میانی و همچنین توده‌های گرانیتوئیدی در دوره کیمرین پسین ایجاد شده است. سنگ-های دگرگونی ناحیه‌ای اسلیت و فیلیت و شیست در طی فاز دگرگونی برگشتی (قهقرایی) تشکیل شده‌اند (شکل۳a,b,d). این فاز پس از دوره پالئوسن و در دوران سنوزوئیک شکل گرفته و موجب ظهور سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره شیست سبز شده است. از ویژگی‌های این فاز سریسیتی شدن وکلریتی شدن

است که سریسیت شیست به طور گسترده در منطقه مشاهده می‌شود. این فاز دگرگونی در شرایط درجه حرارت و فشار پایین‌تر نسبت به فازهای پیشین رخ داده است. به علاوه سنگ های میلونیتی(Shabanian et al., 2009). در این ناحیه طی فاز دگرگونی برشی (گسله) شکل گرفته‌اند. این سنگ‌ها همزمان با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و طی کافت‌زایی مربوطه به آن دوران هستند.



شکل۱- (a) موقعیت منطقه مورد بررسی بر روی نقشه زمین‌شناسی ایران و(b) نقشه زومینگ مختصری از پهنه سنندج-سیرجان با توجه به زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (Stöcklin et al., 1973).

Fig. 1. (a) Location of the study area on the geological map of Iran, (b) a zoomed-in map of the Sanandaj–Sirjan Zone based on the regional geology of the study area (Stöcklin et al., 1973).



شکل۲- نقشه زمین‌شناسی شمال ازنا، برگرفته از نقشه جنوب شازند (Sahandi et al., 2006).

Fig. 2. Geological map of northern Azna, adapted from the geological map of southern Shazand (Sahandi et al., 2006).



شکل ۳- نمای کلی از چگونگی مجاورت سنگ‌های دگرگونی و آذرین، که نشان دهنده روابط تکتونو-ترمال و اثر نفوذ ماگما بر سنگ‌های میزبان دگرگونی است، دید به سمت شمال: (a) در روستای میروندە، (b) در روستای ملاطالب، (c) رخنمون از گرانیت در مجاورت جاده به سمت الیگودرز، دید به سمت شمال، (d) شیست‌های شمال ازنا و (e) متاگرانیت از شاهوله شمال ازنا.

Fig 3. General views illustrating the juxtaposition of metamorphic and igneous rocks, and highlighting the tectono-thermal relationships and the influence of magma intrusion on the metamorphic host rocks: (a) in the Miravandeh, (b) Molla Taleb village view looking north, (c) Granite exposure along the road toward Aligudarz; view to the north, (d) Schists from northern Azna, and (e) Metagranite from Shahuleh, north of Azna.

۳-روش پژوهش

تجزیه و تحلیل کانی‌های کلریت با استفاده از روش میکروپروب الکترونی (EPMA) در دانشگاه علوم زمین و محیط زیست پوتسدام آلمان انجام شد. این آنالیزها با دستگاه میکروپروب الکترونی JEOL Superprobe JXA-8200 تحت شرایط عملیاتی شامل ولتاژ ۱۵ کیلوولت، جریان ۲۰ نانوآمپر و اندازه پرتو بین ۲ تا ۱۰ میکرومتر صورت گرفت. برای کالیبراسیون و دقت سنجی، از استانداردهای مصنوعی و همچنین مونازیت طبیعی بهره گرفته شد. علاوه بر این، از میکروسکوپ الکترونی روبشی Jeol JSM-651 مجهز به طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتو ایکس (EDX) مدل Oxford Inca X-act نیز جهت بررسی‌های تکمیلی استفاده شد. اندازه‌گیری‌های پراش پرتو ایکس (XRD) در بخش خدمات پراش و فلورسانس پرتو ایکس، وابسته به خدمات عمومی پشتیبانی از تحقیقات (SAI) در دانشگاه ساراگوزا انجام شده است. داده‌ها در دمای محیط با استفاده از دستگاه پراش‌سنج RIGAKU مدل Ru2500 مجهز به آند چرخان جمع‌آوری شده‌اند. این دستگاه تحت شرایط عملیاتی ۴۰ کیلوولت و ۸۰ میلی‌آمپر با آند مس کار می‌کند و از تک‌فام‌ساز گرافیتی برای انتخاب تابش Kα بهره می‌برد. شرایط اندازه‌گیری 2θ در بازه ۵ تا ۷۰ درجه، با گام ۰/۰۳ درجه و زمان ۱ ثانیه بر هر گام تنظیم شده است. برای شناسایی فازها، از پایگاه داده JCPDS-International Center for Diffraction Data-2000 استفاده شده است. کمّی‌سازی با استفاده از پارامتر RIR استانداردها انجام گرفته است که این مقدار، نسبت شدت قوی‌ترین پیک ترکیب به شدت قوی‌ترین پیک کوراندوم در یک مخلوط ۵۰/۵۰ است.

۴-سنگ‌نگاری

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و دینامیکی کلریت‌دار منطقه ازنا، اغلب شامل شیست‌ها و هورنفلس‌ها می شوند که از نظر سنگ نگاری متفاوت هستند.

۴-۱- شیست

شیست‌های کلریت‌دار عمدتاً از کانی‌های کلریت، کوارتز، میکا (موسکویت) و کانی‌های رسی تشکیل شده‌اند که با بافت شیستوزیته مشخص، نشان‌دهنده دگرگونی ناحیه‌ای در شرایط دما و فشار متوسط تا پایین (فاسیس شیست سبز) هستند (شکل۴ a,b). بافت غالب در این سنگ، لپیدوبلاستیک است. کلریت در این سنگ‌ها به صورت بلورهای ورقه‌ای با رنگ سبز مشخص ظاهر می‌شود و اغلب به‌صورت هم‌راستا با جهت‌گیری میکاها در امتداد سطوح شیستوزیته مشاهده می‌گردد. حضور مقادیر متفاوتی از فلدسپات‌ها و کانی‌های فرعی نظیرسریسیت، اپک و گرافیت نیز در برخی نمونه‌ها گزارش شده است، که نشان‌دهنده تنوع در ترکیب شیمیایی سنگ مادر و شرایط دگرگونی است.

۴-۲- کلریت بیوتیت پلاژیوکلاز هورنفلس

هورنفلس‌های کلریت‌دار منطقه ازنا که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند، بافت ریزدانه و یکنواختی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۴ c,d). بافت غالب این سنگ‌ها پورفیرولپیدوگرانوبلاستیک است. این سنگ‌ها عمدتاً حاوی کلریت، کوارتز و گاهی کانی‌های درشت مانند بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند، که در نتیجه مجاورت با توده‌های نفوذی شکل گرفته‌اند. کلریت در این هورنفلس‌ها به‌صورت پراکنده یا در رگه‌های نازک دیده می‌شود و گاهی با کانی‌های دگرسانی نظیر سریسیت همراه است (شکل۴c). بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت هورنفلس‌ها فاقد جهت‌گیری مشخص کانی‌ها بوده و این امر آن‌ها را از شیست‌ها متمایز می‌کند. وجود کلریت در هر دو نوع سنگ، بیانگر غالب بودن شرایط دگرگونی با دمای نسبتاً پایین و حضور سیالات هیدروترمال در فرآیند دگرگونی است. اگرچه در برخی نقاط آثاری از جهت‌یافتگی پیش از دگرگونی همبری به چشم می‌خورد. گاهی به علت وجود رگچه‌های کوارتز سنگ دچار تبلور دوباره شده است.

۴-۳- متاگرانیت و گرانیت‌های میلونیتی شده

این سنگ‌ها عمدتاً از کوارتز، فلدسپات و میکا اغلب موسکویت یا بیوتیت تشکیل شده‌اند و بافت آن‌ها به‌صورت نواری یا لایه‌لایه با دانه‌بندی ریز تا متوسط مشخص می‌شود(شکل ۴ e,f). در بررسی‌های میکروسکوپی، حضور نوارهای کشیده شده کوارتز با پدیده‌هایی نظیر تبلور مجدد دینامیکی و دانه‌های خردشده مشهود است که نشان‌دهنده تنش برشی بالا در زمان تشکیل این سنگ‌هاست. فلدسپات‌ها نیز اغلب به‌صورت دانه‌های شکسته یا با لبه‌های گرد شده دیده می‌شوند که حاکی از تغییر شکل پلاستیک و مکانیکی است.کلریت به‌صورت ورقه‌ای و با رنگ سبز مشخص در این سنگ‌ها حضور دارد. کلریت معمولاً در امتداد سطوح برشی یا به‌صورت پرکننده رگه‌های نازک مشاهده می‌شود. حضور کلریت در میلونیت‌ها نشان‌دهنده دگرگونی در شرایط دما و فشار پایین تا متوسط و فعالیت سیالات هیدروترمال در طول فرآیند برش‌خوردگی است. کلریت دراین گرانیت‌ها اغلب به‌صورت ثانویه و در نتیجه تجزیه کانی‌های مافیک یا میکاها شکل گرفته و نقش مهمی در ثبت تاریخچه دگرشکلی و دگرگونی این سنگ‌ها ایفا می‌کند. بافت گرانولار تا میلونیتی همراه با حضور کلریت، بیانگر تعادل بین فرآیندهای مکانیکی و شیمیایی در زون‌های گسلی و تغییر از گرانیت تا میلونیتی شدن است.

۵-نتایج

۵-۱- نتایج آنالیز XRD

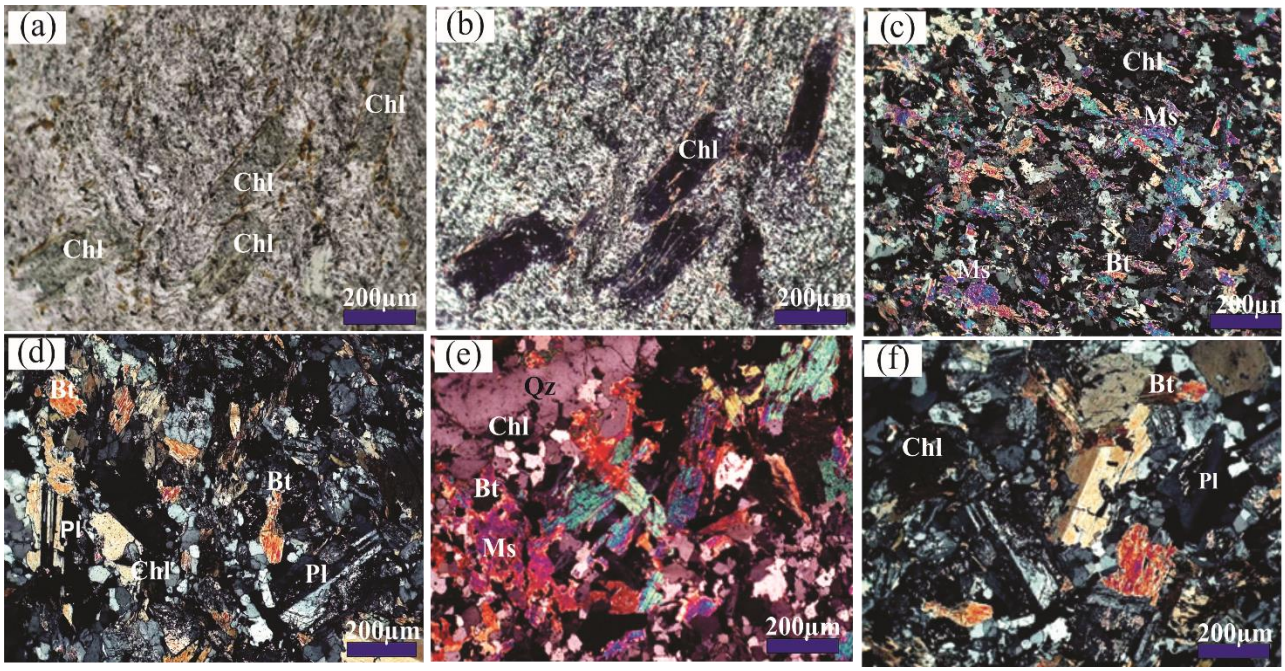
در جدول ۱ نتیجه آنالیز XRD کانی کلریت در سنگ‌های مختلف مورد مطالعه آورده شده است. در نمونه شیست (شکل۵a,b) پیک‌های قوی در زوایای $2\theta \approx$ ۸/۷، ۲۶/۵، و ۵۰/۳ درجه به ترتیب با موسکویت، کوارتز، و فلدسپار مطابقت دارند . پیک‌های ضعیف‌ترشیست نمونه الف در زوایای ۱۹/۷ و ۳۴/۸ درجه نشان‌دهنده حضور کلریت و احتمالاً بیوتیت هستند .پیک اضافی در ۲۹/۵درجه در شیست (شکل b۴) ممکن است به کلسیت اشاره داشته باشد. در این نمونه‌ها ترکیب کانی‌شناسی غنی از موسکویت و کلریت نشان‌دهنده شرایط دگرگونی در شرایط دما و فشار متوسط رخساره ساب-گرین شیست است. حضور کوارتز و فلدسپار نیز با منشأ رسوبی اولیه مانند شیل یا گری‌وکی سازگار است که تحت شرایط دگرگونی به شیست تبدیل شده‌اند. حضور کلسیت در شیست (شکل b۴) می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی کربناته یا متامورفیسم سنگ‌های اولیه حاوی مواد کربناته باشد.

در هورنفلس (شکل c۵) پیک‌های قوی درزوایای$2\theta \approx$ ۲۶/۷، ۲۹/۵، و ۳۹/۴ درجه به ترتیب با کوارتز، کلسیت، و فلدسپار (آلبیت) مطابقت دارند. پیک‌های ضعیف‌تر در ۳۰/۲و ۳۵/۷ درجه نشان‌دهنده حضور آندرادیت یا دیوپسید هستند. در هورنفلس (شکل ۵ d) پیک‌های اصلی در ۲۶/۶، ۳۹/۴، و

۵۰/۱ درجه با کوارتز، آلبیت، و فلدسپار پتاسیک مطابقت دارند. پیک ۳۵/۶ درجه احتمالاً دیوپسید را نشان می‌دهد. حضور آندرادیت و دیوپسید برگرفته از شرایط دگرگونی مجاورتی و حرارت دریافت شده است که معمولاً در هورنفلس‌ها دیده می‌شود. وجود کلسیت و کوارتز ممکن است به منشأ اولیه رسوبی (مثلاً سنگ آهک یا شیل) اشاره داشته باشد که تحت تأثیر نفوذ توده‌های آذرین دگرگون شده است.

پیک‌های قوی متاگرانیت و گرانیت (شکل e۴) در $2\theta \approx$ ۲۶/۶، ۲۷/۹، و ۵۰/۱ درجه به ترتیب با کوارتز، آلبیت، و فلدسپار پتاسیک مطابقت دارند. پیک‌های ضعیف‌تر در ۸/۸ و ۱۹/۸ درجه نشان‌دهنده حضور موسکویت و احتمالاً سریسیت هستند. در گرانیت (شکل f۵) پیک‌های قوی و شدت بالا نشان‌دهنده کریستال‌های بزرگ و ساختار کریستالی خوب است، که با خاستگاه ماگمایی این سنگ سازگار است. پیک ضعیف در ۸/۸ درجه احتمالاً موسکویت را نشان می‌دهد.

ترکیب کانی‌شناسی کوارتز، فلدسپار، و موسکویت با یک گرانیت دگرگون‌شده سازگار است. حضور سریسیت می‌تواند نتیجه دگرسانی یا متامورفیسم در شرایط دما و فشار پایین‌تر باشد، که نشان‌دهنده تغییر سنگ اولیه گرانیت تحت تنش‌های تکتونیکی است. پارامترهای بلورشناسی به‌دست‌آمده از آنالیز XRD، به‌ویژه پیک‌های بازتابی (۰۰۲) و (۰۶۰)، نشان‌دهنده ساختار منظم کلریت است. جابجایی منظم در مقادیر فاصله بین‌لایه‌ای مشاهده‌شده در الگوهای XRD، حاکی از تبلور تدریجی کلریت در شرایط حرارتی افزایشی است که تشکیل آن را در حین دگرگونی درجه پایین تا متوسط تأیید می‌کند.



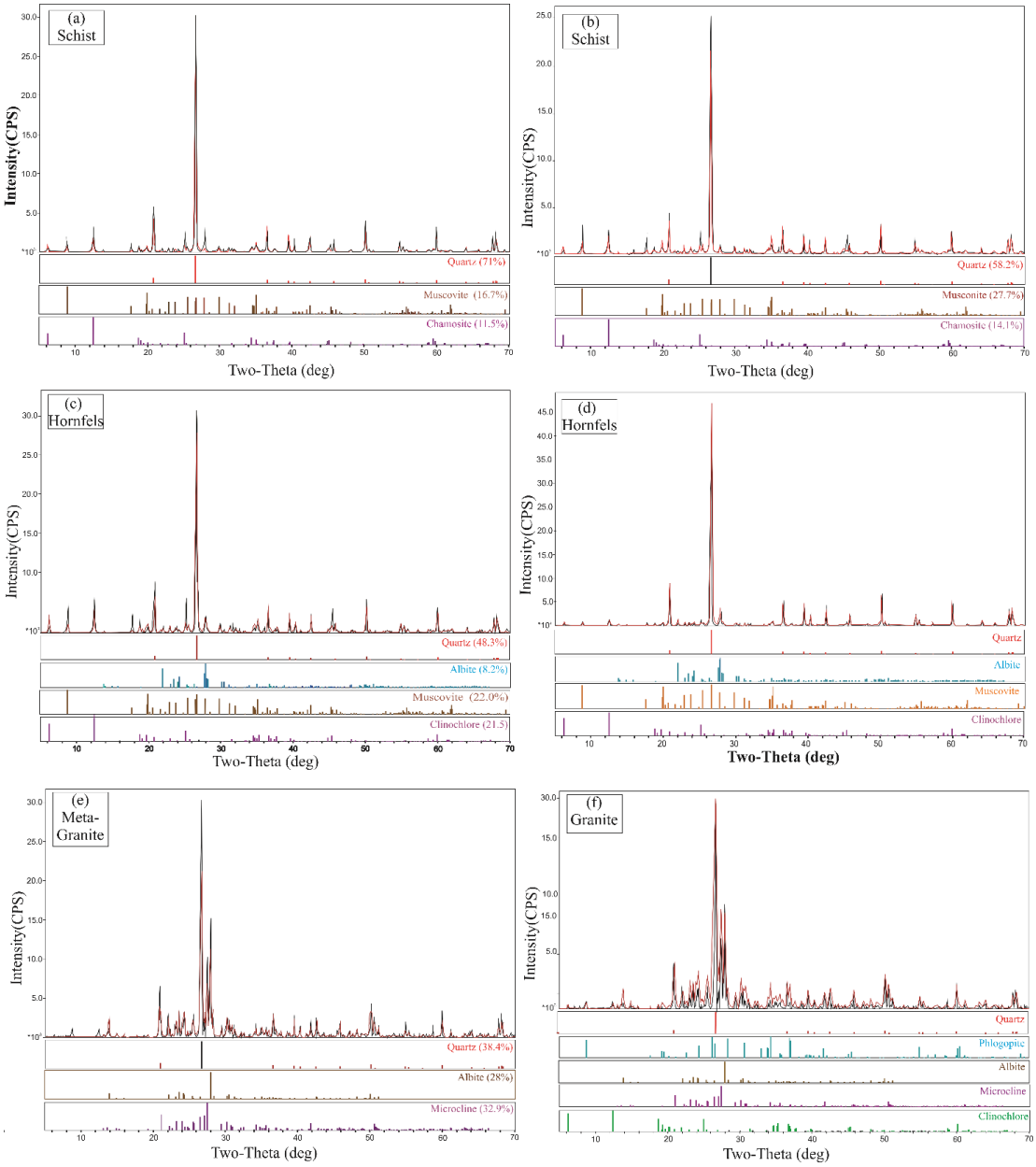
شکل۴- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های مورد بررسی. (a,b) شیست‌های کلریتوئیدی ازنا منطقه ملاطالب در نور PPLوXPL ، (c,d) کلریت بیوتیت پلاژیوکلاز هورنفلس منطقه ملاطالب PPL و XPL ، (e) گرانیت منطقه تازران در نور XPL، و (f) متا گرانیت منطقه دز در نور XPL. علامت‌های اختصاری کانی‌ها: Bi=Biotite, Chl= Chlorite, Qz= Quartz, Pl= Plagioclase, Ms= Muscovite (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 4. (a, b) Chloritoid schists from the Mollataleb area in PPL and XPL , (c, d) Biotite-chlorite-plagioclase hornfels from the Mollataleb area in PPL and XPL , (e) Granite from the Tazran in XPL and (f) Metagranite from the Dez area in XPL. Mineral abbreviations: Bi= Biotite, Chl= Chlorite, Qz= Quartz, Pl= Plagioclase, Ms= Muscovite (Whitney and Evans, 2010).

جدول ۱. نتیجه آنالیز XRD کانی کلریت در سنگ‌های مختلف مورد مطالعه.

Table 1. Results of XRD analysis of chlorite minerals in the various rock samples studied.

XRD results		Reference number	Sample
SiO_2	Quartz	1045-046-0-0	MT-MV, Schist
$(K_{0.8}Na_{0.18)(}Fe_{0.03}Al_{1.97)(}AlSi)_3O_{10(}OH)_2$	Muscovite	0742-080-01	
$Mg_5Fe_{4.9}Al_{2.7}Si_{5.7}Al_{2.3}O_{20}(OH)_{16}$	Chamosite	2163-085-01	
SiO_2	Quartz	1045-046-00	Ta, Hornfels
$Na(AlSi_3O_8)$	Albite	1094-080-01	
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	Muscovite	1305-084-01	
$Mg_{2.9}Fe_{1.5}Fe_{0.1}Al_{1.2}Si_{2.6}Al_{1.3}O_{10}(OH)_8$	Clinochlore	1270-079-01	
SiO_2	Quartz	1045-046-00	Mola-22, Hornfels
$Na(AlSi_3O_8)$	Albite	1094-080-01	
$K_{0.9}Al_{1.9}Si_{2.8}O_{10}(OH)_{1.7}F_{0.2}$	Muscovite	1386-086-01	
$Mg_{2.9}Fe_{1.5}Fe_{0.1}Al_{1.2}Si_{2.6}Al_{1.3}O_{10}(OH)_8$	Clinochlore	1270-079-01	
SiO_2	Quartz	1045-045-00	Dzh12, Meta-Granite
$Na(AlSi_3O_8)$	Albite	0466-009-00	
$KAlSi_3O_8$	Microcline	1114-072-01	
$MnSi2_{.8}Al_{1.1}O_{10}(OH)_8$ $Mg_{4.51}Al_{0.9}Fe_{0.46}$	Clinochlore	1119-080-01	
SiO_2	Quartz	1045-046-00	Dzh, Granite-Metagranite
$KMg_3AlSi_3O_{10}OHF$	Phlogopite	1657-073-01	
$Na(AlSi_3O_8)$	Albite	0466-009-00	
$KAlSi_3O_8$	Microcline	1114-072-01	
$Mg_{4.51}Al_{0.9}Fe_{0.46}$ $MnSi2_{.8}Al_{1.1}O_{10}(OH)_8$	Clinochlore	1119-080-01	



شکل۵- طیف XRD نمونه سنگ‌های مختلف شمال ازنا.

Fig. 5. XRD spectra of various rock samples from northern Azna.

۵-۲-شیمی کانی کلریت

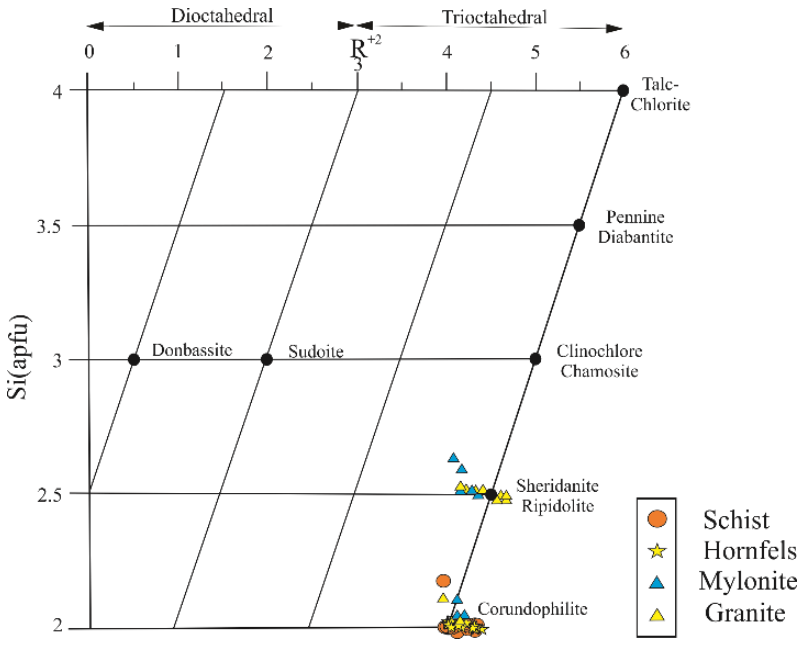
ترکیب کاتیون-ساختاری کلریت‌های منطقه ازنا با استفاده از ۱۴ اکسیژن محاسبه شدند (جدول۴-۲). شناسایی انواع کلریت‌ها با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی مانند Si در برابر R^2 (Wiewióra and Weiss, 1990)، روشی متداول برای تفکیک گونه‌های مختلف این کانی است. کلریت‌های موجود در سنگ‌های شیست و هورنفلس با استفاده از این نمودار بررسی شده و مشخص گردید که کلریت‌ها از نوع کروندوفیلیت هستند (شکل ۶). این نوع یکی از انواع کلریت‌های غنی از آلومینیوم است که در ساختار خود نسبت بالایی از Al را در موقعیت‌های تتراهدرال و اکتاهدرال نشان می‌دهد (Bailey, 1988). بر اساس نمودار Si در برابر R^{2+}=(Fe + Mg + Mn)که در آن Si نشان‌دهنده تعداد اتم‌های سیلیسیم در واحد فرمول (apfu) و R^2 مجموع کاتیون‌های دو ظرفیتی (Fe + Mg + Mn) است، کلریت‌های کروندوفیلیت در محدوده‌ای قرار می‌گیرند که Si کمتر (معمولاً بین ۲ تا ۴ apfu) و نسبت Al بالاتر است(Zane

and Weiss, 1998). این ویژگی نشان‌دهنده جایگزینی بیشتر Si با Al در ساختار تتراهدرال است (Deer et al., 2013). این کانی دارای مقادیر قابل توجهی Fe و Mg است، اما نسبت این دو عنصر به هم در آن متغیر بوده و به شرایط محیط تشکیل بستگی دارد(Jafari and Malekzadeh Shafaroudi, 2019). این کانی در مقایسه با کلریت‌های غنی از آهن (مانند شاموزیت) یا غنی از منیزیم (مانند کلینوکلر)، تعادل بیشتری بین Fe و Mg نشان می‌دهد، اما غنای آلومینیوم آن مشخصه بارز این نوع کلریت است(Zane and Weiss, 1998).

کلریت‌های متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها اکثریت در محدوده‌های شریدانیت، ریپیدولیت و شاموزیت قرار دارند، که هر یک ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی متفاوتی را نشان می‌دهند.

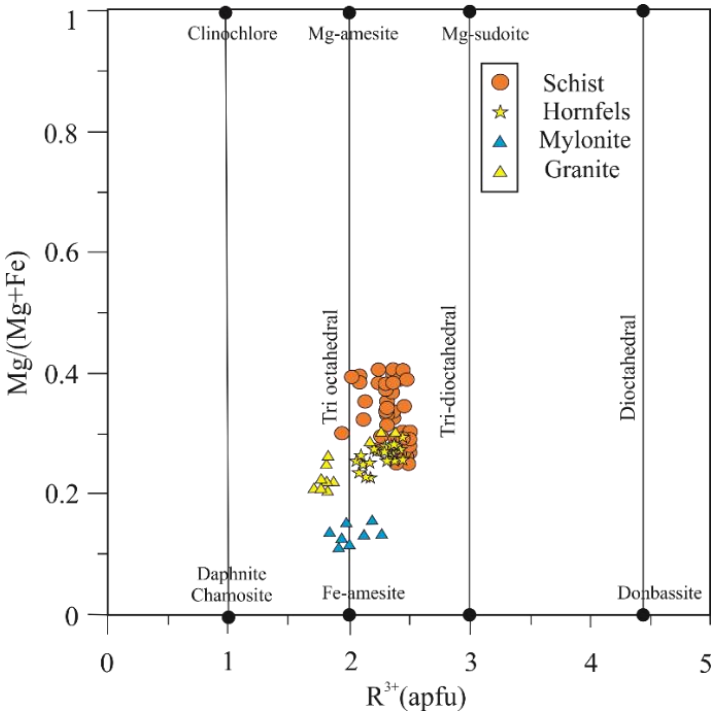
در نمودار (Plissart et al., 2009) (شکل۷) ، محور افقی نسبت (Mg/Mg+Fe) را نشان می‌دهد که معیاری از غنای منیزیم نسبت به آهن است، و محور عمودی مقدار (Al^{3+}) $=R^{3+}$را بر حسب تعداد اتم‌های آلومینیوم در واحد فرمول (apfu) نشان می‌دهد که بیانگر جایگزینی آلومینیوم در ساختار کلریت است (Zane and Weiss, 1998). نتایج این تحلیل نشان داد که کلریت‌های سنگ‌های شیست و هورنفلس در محدوده آهن-آمزیت یک نوع کلریت غنی از آهن و کلریت قرار دارند. کلریت‌های این سنگ‌ها در محدوده‌ای با نسبت (Mg/Mg+Fe) پایین (معمولاً کمتر از ۰/۴) و R^{3+} بالا (بیش از ۱/۵ apfu) قرار دارند (Plissart et al., 2009). این ویژگی نشان‌دهنده غلبه آهن بر منیزیم و جایگزینی قابل توجه آلومینیوم در ساختار تتراهدرال و اکتاهدرال کلریت است (Bailey, 1988). غنای آهن و آلومینیوم در آهن-آمزیت می‌تواند به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان (پروتولیت) و حضور سیالات دگرگونی غنی از آهن و آلومینیوم نسبت داده شود. در حالی که کلریت‌های متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها در محدوده‌های شاموزیت کلریت غنی از آهن است که در نمودار مذکور در محدوده‌ای با (Mg/Mg+Fe) پایین (بین ۰/۲ تا ۰/۴) و R^{3+} متوسط (حدود ۱/۰ تا ۲/۰ apfu) قرار می‌گیرد. دافنیت کلریت غنی از آهن است، اما نسبت به شاموزیت دارای مقدار بیشتری Fe و مقدار کمتری Al است. در نمودار (Mg/Mg+Fe) در برابر(Al^{3+}) $=R^{3+}$، دافنیت در محدوده‌ای با (Mg/Mg+Fe) بسیار پایین (کمتر از ۴/۰) و R^{3+} کمتر (حدود ۰/۸ تا ۰/۲ apfu) قرار می‌گیرد.

با توجه به نسبت بالای Fe در سنگ‌ها، نمونه‌ها در محدوده شاموزیت قرار دارند (شکل۸).



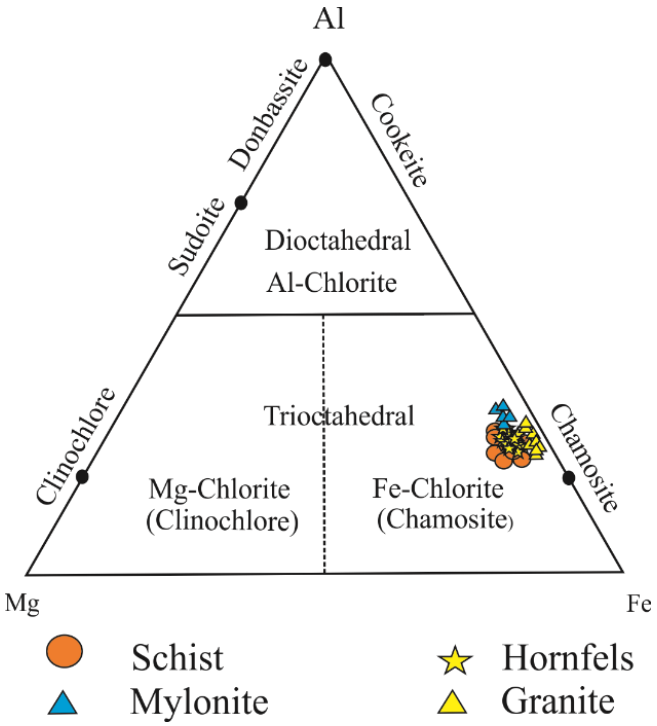
شکل۶- نمودار Si در برابر R^{+2} برای شناسایی نوع کلریت‌ها در نمونه‌های شمال ازنا (Wiewióra and Weiss, 1990).

Fig. 6. Si vs. R^{2+} diagram for identifying the type of chlorite in samples from northern Azna (Wiewióra and Weiss, 1990).



شکل۷- نمودار (Mg/Mg+Fe) در برابر R^{3+} برای تعیین شیمی کلریت‌های انواع سنگ‌های شمال ازنا.

Fig. 7. (Mg/Mg+Fe) vs. R^{3+} diagram used to determine the chemistry of chlorites from various rock types in northern Azna.

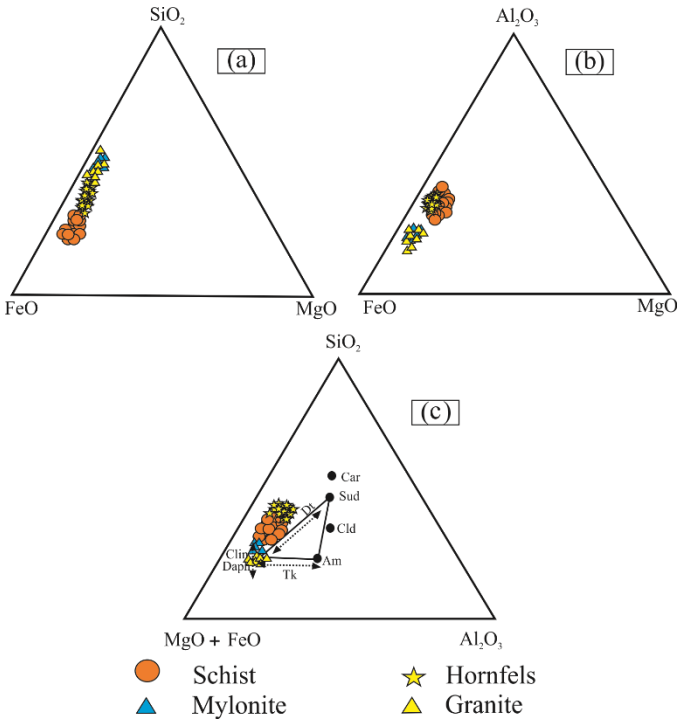


شکل۸- نمودارتغییراتMg-Fe - Al کاتیونی مثلثی (Plissart et al., 2009).

Fig. 8. Ternary cationic Mg–Fe–Al variation diagram (Plissart et al., 2009).

۵-۳- طبقه‌بندی شیمیایی کلریت‌ها بر اساس نمودارهای مثلثی

نتایج نمودار ترکیب شیمیایی را بر اساس درصد وزنی SiO_2، FeO، و MgO در (شکل ۹الف) نشان داده شده است. غلبه SiO_2 در این نمودار با حضور کلریت‌های دیابانتیت همخوانی دارد، زیرا دیابانتیت‌ها معمولاً مقادیر متوسط تا بالایی از سیلیسیم دارند. تمایل به FeO نشان‌دهنده حضور کلریت‌های غنی از آهن است که با شرایط دگرگونی یا هیدروترمال پس ازتبلوری در این سنگ‌ها سازگار است. پراکندگی کم به سمت MgO ممکن است به دلیل شرایط اکسیداسیون یا کمبود منیزیم در سیالات تشکیل‌دهنده کانی‌ها باشد. نمودار مثلثی (شکل ۸ب) ترکیب شیمیایی کانی‌ها را بر اساس درصد وزنی Al_2O_3، FeO، و MgO بررسی می‌کند. غلبه Al_2O_3 در داده‌های شیست‌ها و هورنفلس‌ها با شرایط دگرگونی سازگار است، جایی که آلومینیوم در ساختار کانی‌هایی کلریت تثبیت شده است (Yardley and Warren, 2021). تمایل به FeO نشان‌دهنده حضور فازهای آهن‌دار، احتمالاً فازهای آهن‌دار یا کلریت‌های غنی از آهن، است. نمودار ترکیب شیمیایی بر اساس درصد وزنی MgO + FeO، SiO_2، و Al_2O_3 در (شکل ۹پ) نشان داده شده است. پراکندگی داده‌ها در این نمودار نشان‌دهنده وجود کانی‌های متنوعی در شیست‌ها و هورنفلس‌هاست که با شرایط دگرگونی متنوع (منطقه‌ای و مجاورتی) سازگار است. حضور دافنیت (نوعی کلریت غنی از آهن) با داده‌های قبلی در محدوده دیابانتیت هم‌راستا است. تمایل متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها به سمت SiO_2 با غنی‌شدگی سیلیسیم در این سنگ‌ها (که در نمودار قبلی نیز مشاهده شد) مطابقت دارد. خطوط مشخص‌شده در نمودار (مانند مرزهای کانی‌شناسی) نشان‌دهنده انتقال بین فازهای مختلف کانیایی است که تحت تأثیر فشار، دما، و ترکیب سیال شکل گرفته‌اند (Hey, 1954).



شکل۹- (a) نمودارهای مثلثی بر اساس درصد وزنی SiO_2، FeO، و MgO، (b) نمودارهای مثلثی بر اساس درصد وزنیAl_2O_3 ، FeO وMgO و (c) نمودارهای مثلثی بر اساس درصد وزنی MgO + FeO، SiO_2، Al_2O_3 .

Fig. 9. (a) Ternary diagrams based on SiO_2, FeO, and MgO (wt%), (b) ternary diagrams based on Al_2O_3, FeO, and MgO (wt%), and (c) ternary diagrams based on MgO + FeO, SiO_2, and Al_2O_3 (wt%).

جدول۲. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب کلریت در شیست‌های شمال ازنا.

Table 2. Electron microprobe analytical results of chlorite in schist samples from northern Azna.

	Schist													
	Mol-1													
SiO_2	22.91	21.71	21.47	20.67	22.74	22.89	22.75	22.55	20.80	20.07	20.64	20.97	21.23	22.02
TiO_2	0.07	0.078	0.105	0.009	0.071	0.072	0.08	0.08	0.081	0.025	0.07	0.108	0.128	0.261
Al_2O_3	24.23	24.48	24.51	24.30	24.55	23.91	23.93	24.24	24.32	23.98	23.99	23.78	24.04	23.47
FeO	28.61	28.43	28.79	29.19	28.68	29.13	28.96	29.02	28.55	28.95	28.93	29.12	29.20	31.14
MnO	0.23	0.229	0.235	0.21	0.22	0.215	0.252	0.263	0.222	0.229	0.212	0.208	0.163	0.201
MgO	12.13	11.58	11.53	11.58	11.48	11.71	11.67	11.39	11.71	11.49	11.55	11.66	11.51	11.13
CaO	0	0.019	0.099	0.007	0.02	0	0	0.006	0.036	0.019	0.005	0.035	0.051	0.043
Na_2O	0.021	0	0.037	0.014	0.014	0.011	0	0.029	0.024	0	0	0.027	0	0.015
K_2O	0.005	0.052	0.019	0.009	0.029	0.013	0.013	0.011	0.026	0	0	0.05	0.02	0.053
Cl	0	0.005	0.016	0.029	0.004	0.016	0.005	0.005	0.01	0.041	0.007	0.019	0.041	0.046
Total	85.23	86.6	86.82	86.03	87.81	87.98	87.67	87.60	85.79	84.81	85.42	85.99	86.40	88.39
	14O													
Si	1.9	1.8	1.7	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7
Al	2.3	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5
Ti	0.006	0.006	0.008	0.001	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.002	0.006	0.009	0.010	0.021
Fe	4.70	4.60	4.64	4.75	4.57	4.64	4.62	4.64	4.66	4.78	4.74	4.74	4.73	4.93
Mn	0.038	0.037	0.038	0.034	0.035	0.034	0.040	0.042	0.036	0.038	0.035	0.034	0.026	0.032
Mg	1.994	1.874	1.860	1.885	1.830	1.864	1.865	1.821	1.912	1.898	1.894	1.899	1.865	1.763
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.000	0.003	0.016	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.006	0.003	0.001	0.006	0.008	0.007
Na	0.007	0.000	0.012	0.005	0.004	0.004	0.000	0.009	0.008	0.000	0.000	0.009	0.000	0.005
K	0.002	0.017	0.006	0.003	0.009	0.004	0.004	0.004	0.008	0.000	0.000	0.016	0.006	0.017
Cl	0	0.001	0.003	0.005	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.007	0.001	0.003	0.006	0.007
Total	10.95	10.83	10.86	10.86	10.84	10.86	10.86	10.86	10.89	10.92	10.85	10.87	10.84	10.91
Al^{iv}	2.1	2.2	2.3	2.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3
Al^{vi}	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2

ادامه جدول ۲.
Continuation of Table 2.

	Schist													
	Mol-1													
SiO_2	21.95	21.86	21.27	21.43	21.97	21.51	22.08	21.28	20.90	22.95	22.93	24.11	23.66	23.66
TiO_2	0.119	0.061	0.055	0.084	0.024	0.068	0.062	0.059	0.132	0.056	0.063	0.025	0.067	0.037
Al_2O_3	24.61	24.46	24.06	24.77	24.64	24.38	24.00	23.72	23.82	24.01	23.62	23.84	23.67	24.07
FeO	29.98	29.54	29.33	29.97	29.78	29.73	29.39	29.20	28.91	29.00	29.47	29.39	30.04	29.44
MnO	0.235	0.236	0.208	0.242	0.258	0.265	0.205	0.243	0.209	0.252	0.197	0.181	0.175	0.267
MgO	11.36	11.92	11.38	11.40	11.88	11.58	11.31	11.83	12.11	11.92	11.48	11.72	11.56	11.63
CaO	0.015	0	0.014	0.003	0.004	0.035	0.07	0.02	0	0.01	0.021	0.03	0.015	0.003
Na_2O	0.028	0.001	0.022	0.029	0.025	0.017	0.014	0	0.02	0.006	0.028	0	0.008	0.028
K_2O	0.006	0	0.003	0.008	0.006	0.005	0.037	0.004	0.009	0.009	0.007	0.016	0.004	0.008
Cl	0.008	0.023	0.007	0.002	0.009	0.004	0.034	0.04	0.003	0.008	0.029	0.036	0.033	0.017
Total	88.32	88.12	86.36	87.95	88.61	87.60	87.23	86.41	86.11	88.23	87.87	89.36	89.24	89.17
	14O													
Si	2.0	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9
Al	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Ti	0.009	0.005	0.004	0.007	0.002	0.005	0.005	0.005	0.011	0.004	0.005	0.002	0.005	0.003
Fe	4.753	4.694	4.755	4.771	4.706	4.751	4.718	4.731	4.700	4.602	4.697	4.605	4.714	4.622
Mn	0.037	0.037	0.034	0.039	0.041	0.042	0.033	0.039	0.034	0.040	0.031	0.028	0.027	0.042
Mg	1.801	1.894	1.845	1.815	1.877	1.851	1.816	1.917	1.969	1.892	1.830	1.837	1.814	1.826
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.006	0.011	0.003	0.000	0.002	0.003	0.005	0.002	0.000
Na	0.009	0.000	0.007	0.009	0.008	0.005	0.004	0.000	0.007	0.002	0.009	0.000	0.003	0.009
K	0.002	0.000	0.001	0.003	0.002	0.002	0.012	0.001	0.003	0.003	0.002	0.005	0.001	0.003
Cl	0.001	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001	0.005	0.006	0.000	0.001	0.005	0.006	0.005	0.003
Total	10.86	10.87	10.88	10.89	10.88	10.89	10.85	10.85	10.86	10.86	10.87	10.86	10.90	10.88
Al^{iv}	2.0	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.2	2.3	2.3	2.2	2.2	2.1	2.1	2.1
Al^{vi}	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4

ادامه جدول ۲.

Continuation of Table 2.

	Schist													
	Mol-1							Mol-3						
SiO_2	23.53	23.88	21.23	22.11	20.15	18.49	18.72	19.33	22.05	21.29	19.64	20.25	18.59	21.18
TiO_2	0.098	0.055	0.067	0.041	0.053	0.068	1.123	0.059	0.061	0.042	0.055	0.065	0.076	0.083
Al_2O_3	24.38	24.40	23.93	23.93	23.74	23.18	19.92	23.84	23.94	23.58	24.14	24.06	24.44	24.07
FeO	29.28	29.22	28.82	29.77	29.79	30.8	28.09	29.22	30.21	29.71	30.05	30.08	29.46	29.88
MnO	0.231	0.242	0.193	0.196	0.142	0.157	0.097	0.15	0.18	0.186	0.211	0.164	0.183	0.204
MgO	11.82	11.38	11.80	11.46	11.52	11.30	9.494	11.91	11.33	11.32	11.35	11.64	11.61	11.63
CaO	0.008	0.027	0.021	0.016	0.024	0.08	0.282	0.011	0.019	0.017	0.023	0.017	0	0.025
Na_2O	0.009	0	0.015	0.011	0.019	0.035	0.072	0	0.019	0.03	0.018	0.002	0.05	0.001
K_2O	0.002	0.003	0.01	0.111	0.067	0.057	1.444	0.014	0.012	0.009	0.005	0	0.003	0.003
Cl	0.007	0.026	0.037	0.018	0.015	0.021	0.064	0.01	0.006	0.014	0.006	0.006	0.009	0.003
Total	89.37	89.25	86.13	87.67	85.52	84.20	79.31	84.55	87.83	86.20	85.51	86.29	84.43	87.09
	14O													
Si	1.8	1.9	1.7	1.7	1.6	1.5	1.6	1.6	1.7	1.7	1.6	1.6	1.5	1.7
Al	2.5	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.3	2.6	2.5	2.5	2.6	2.6	2.7	2.5
Ti	0.008	0.004	0.005	0.003	0.004	0.006	0.099	0.005	0.005	0.003	0.005	0.005	0.006	0.003
Fe	4.587	4.585	4.684	4.755	4.877	5.121	4.959	4.839	4.816	4.826	4.920	4.881	4.886	4.755
Mn	0.036	0.038	0.031	0.031	0.023	0.026	0.017	0.025	0.029	0.030	0.035	0.027	0.030	0.031
Mg	1.852	1.786	1.919	1.831	1.886	1.880	1.676	1.972	1.807	1.839	1.859	1.888	1.925	1.831
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.001	0.004	0.003	0.003	0.004	0.013	0.050	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.000	0.003
Na	0.003	0.000	0.005	0.004	0.006	0.012	0.025	0.000	0.006	0.010	0.006	0.001	0.017	0.004
K	0.001	0.001	0.003	0.035	0.022	0.019	0.510	0.005	0.004	0.003	0.002	0.000	0.001	0.035
Cl	0.001	0.004	0.006	0.002	0.002	0.003	0	0	0	0	0	0	0	0.002
Total	10.87	10.84	10.84	10.97	11.06	11.18	11.33	11.08	10.97	10.99	11.07	11.05	11.10	10.97
Al^{iv}	2.2	2.1	2.3	2.2	2.3	2.4	2.3	2.4	2.2	2.2	2.3	2.3	2.4	2.2
Al^{vi}	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2

ادامه جدول ۲.

Continuation of Table 2.

Schist														
Mol-3														
SiO_2	21.1	20.22	21.54	22.08	19.96	21.6	20.1	21.04	20.67	18.05	24.26	20.17	19.24	18.81
TiO_2	0.176	0.078	0.098	0.105	0.082	0.087	0.091	0.08	0.056	0.065	0.037	0.07	0.085	0.032
Al_2O_3	22.56	24.40	24.31	23.61	23.56	23.54	23.99	24.20	23.65	24.36	24.33	24.27	24.13	23.39
FeO	31.50	29.59	29.17	29.75	29.13	29.37	30.05	29.43	29.98	30.08	29.91	29.73	29.42	29.13
MnO	0.156	0.211	0.199	0.199	0.227	0.148	0.134	0.205	0.142	0.21	0.17	0.203	0.185	0.123
MgO	10.32	11.52	11.80	11.78	11.97	11.58	11.44	11.46	11.00	11.18	11.68	11.67	11.62	11.59
CaO	0.189	0	0.013	0.022	0.024	0.022	0.016	0.026	0.169	0.026	0.02	0.008	0.033	0.057
Na_2O	0.037	0	0	0.004	0.003	0.008	0.024	0.032	0	0	0.036	0.023	0.017	0
K_2O	0.142	0.005	0.007	0	0.013	0.022	0.001	0	0.08	0.002	0.002	0.002	0.013	0.06
Cl	0.021	0.001	0.001	0.01	0.014	0.023	0.013	0.005	0.018	0.008	0.01	0.01	0.014	0.014
Total	86.20	86.03	87.16	87.57	84.99	86.41	85.86	86.49	85.77	83.99	90.46	86.17	84.76	83.21
14O														
Si	1.7	1.6	1.7	1.8	1.6	1.7	1.6	1.7	1.7	1.6	1.9	1.6	1.6	1.6
Al	2.4	2.6	2.6	2.5	2.6	2.5	2.6	2.6	2.6	2.7	2.5	2.6	2.7	2.6
Ti	0.014	0.006	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005	0.005	0.003	0.006	0.007	0.003
Fe	5.116	4.815	4.687	4.756	4.799	4.759	4.900	4.765	4.894	5.014	4.629	4.831	4.860	4.902
Mn	0.025	0.034	0.032	0.032	0.037	0.024	0.022	0.033	0.023	0.035	0.026	0.033	0.031	0.021
Mg	1.676	1.876	1.897	1.884	1.972	1.877	1.866	1.856	1.796	1.864	1.808	1.897	1.920	1.950
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.031	0.000	0.002	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.028	0.004	0.003	0.001	0.005	0.010
Na	0.012	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.008	0.010	0.000	0.000	0.011	0.007	0.006	0.000
K	0.046	0.002	0.002	0.000	0.004	0.007	0.000	0.000	0.026	0.001	0.001	0.001	0.004	0.020
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	11.07	11.02	10.96	10.96	11.05	10.97	11.05	10.98	11.03	11.22	10.86	11.04	11.07	11.11
Al^{iv}	2.3	2.4	2.3	2.2	2.4	2.3	2.4	2.3	2.3	2.4	2.1	2.4	2.4	2.4
Al^{vi}	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2

جدول۳. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب کلریت در شیست و هورنفلس‌های شمال ازنا.

Table 3. Electron microprobe analytical results of chlorite in schists and hornfelses from northern Azna.

	Schist											Hornfels		
	Mol-3											Mt-mv		
SiO_2	20.52	19.3	20.88	18.41	18.08	19.06	20.24	17.83	17.62	18.31	17.96	22.72	23.96	22.88
TiO_2	0.158	0.073	0.017	0.074	0.043	0.032	0	0.048	0.08	0.059	0.101	0.058	0.246	0.865
Al_2O_3	23.9	23.45	23.78	23.97	23.75	24.14	24.20	24.12	24.04	23.82	23.40	24.16	21.12	20.87
FeO	28.51	29.95	29.16	29.82	29.62	29.95	30.01	29.81	30.39	29.84	29.57	27.61	31.30	31.21
MnO	0.154	0.147	0.19	0.159	0.18	0.142	0.185	0.185	0.181	0.185	0.189	0.189	0.249	0.186
MgO	10.85	11.79	11.79	11.64	11.49	11.50	11.27	11.62	11.41	11.86	11.82	11.30	10.07	10.08
CaO	0.051	0.015	0.007	0.036	0.01	0.001	0.006	0.007	0.015	0	0.003	0.035	0.075	0.012
Na_2O	0.012	0.006	0.016	0.013	0	0.03	0.017	0.044	0.01	0	0	0.051	0.011	0
K_2O	0.18	0.009	0.007	0.014	0	0	0	0	0	0	0.001	0.36	0.154	0.196
Cl	0.034	0	0.015	0.008	0.004	0	0.007	0	0.001	0.005	0.007	0.026	0.006	0.013
Total	84.38	84.74	85.86	84.16	83.19	84.86	85.95	83.69	83.76	84.08	83.06	86.53	87.20	86.33
	14O													
Si	1.7	1.6	1.7	1.5	1.5	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.8	1.9	1.9
Al	2.6	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.6	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.3	2.3
Ti	0.013	0.006	0.001	0.006	0.004	0.003	0.000	0.004	0.007	0.005	0.009	0.005	0.020	0.070
Fe	4.731	4.948	4.754	4.961	4.986	4.941	4.889	4.988	5.081	4.969	4.985	4.469	5.025	5.062
Mn	0.026	0.024	0.031	0.026	0.030	0.023	0.030	0.031	0.030	0.031	0.032	0.031	0.040	0.030
Mg	1.801	1.949	1.923	1.938	1.934	1.898	1.836	1.945	1.907	1.975	1.993	1.829	1.618	1.636
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.008	0.002	0.001	0.006	0.002	0.0	0.001	0.001	0.003	0.0	0.001	0.006	0.012	0.002
Na	0.004	0.002	0.005	0.004	0.0	0.010	0.006	0.015	0.003	0.0	0.0	0.017	0.004	0.0
K	0.060	0.003	0.002	0.005	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.116	0.049	0.064
Cl	0.005	0	0.002	0.001	0.0	0.0	0.001	0	0.0	0.0	0.001	0.004	0.001	0.002
Total	10.99	11.11	11.00	11.13	11.14	11.10	11.04	11.16	11.18	11.14	11.16	10.92	10.95	10.97
Al^{iv}	2.3	2.4	2.3	2.5	2.5	2.4	2.4	2.5	2.5	2.5	2.5	2.2	2.1	2.1
Al^{vi}	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.4	0.2	0.1

ادامه جدول۳.
Continuation of Table 3.

Hornfels														
	Mt-mv										Ta			
SiO_2	22.36	23.18	22.03	22.23	22.94	22.96	23.33	22.53	21.07	21.45	23.89	22.34	21.14	21.85
TiO_2	0.664	0.324	0.541	0.765	0.623	0.586	0.443	0.017	0.069	0.037	0.042	0.057	0.045	0.028
Al_2O_3	20.89	21.44	20.88	20.71	21.22	22.32	21.93	24.30	24.39	24.26	24.38	23.86	22.92	24.09
FeO	31.71	30.60	31.03	31.03	29.46	29.48	29.09	28.93	29.82	28.73	29.68	29.51	27.53	29.41
MnO	0.241	0.185	0.199	0.226	0.339	0.35	0.42	0.46	0.502	0.423	0.439	0.506	0.433	0.473
MgO	9.936	10.16	10.22	10.25	10.73	10.95	10.97	11.47	11.13	11.11	11.00	11.30	10.97	11.23
CaO	0.017	0.065	0.048	0.011	0.004	0.011	0.011	0.028	0.013	0.045	0.028	0.015	0.303	0.022
Na_2O	0.026	0.017	0	0.008	0.02	0.012	0.007	0.012	0.007	0.003	0.016	0	0.064	0
K_2O	0.306	0.2	0.216	0.344	0.769	0.452	0.242	0.055	0.009	0.036	0.015	0.014	0.117	0.007
Cl	0.007	0.006	0.011	0.013	0.033	0.026	0.023	0.008	0.004	0.014	0	0.001	0.001	0.005
Total	86.17	86.18	85.19	85.60	86.16	87.16	86.48	87.82	87.03	86.12	89.50	87.62	83.54	87.12
	14O													
Si	1.8	1.9	1.8	1.8	1.9	1.8	1.9	1.8	1.7	1.7	1.9	1.8	1.8	1.8
Al	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.6	2.6
Ti	0.054	0.026	0.044	0.063	0.051	0.047	0.036	0.001	0.006	0.003	0.003	0.005	0.004	0.002
Fe	5.153	4.971	5.101	5.076	4.787	4.736	4.710	4.612	4.798	4.671	4.643	4.716	4.614	4.726
Mn	0.039	0.030	0.033	0.037	0.055	0.056	0.068	0.073	0.081	0.069	0.069	0.081	0.073	0.076
Mg	1.614	1.651	1.680	1.677	1.745	1.760	1.776	1.828	1.791	1.807	1.721	1.806	1.840	1.805
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.003	0.011	0.008	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002	0.007	0.004	0.002	0.051	0.004
Na	0.008	0.006	0.000	0.003	0.006	0.004	0.002	0.004	0.002	0.001	0.005	0.0	0.021	0.0
K	0.099	0.065	0.071	0.113	0.250	0.145	0.078	0.018	0.003	0.012	0.005	0.004	0.039	0.002
Cl	0.001	0.001	0.002	0.002	0.005	0.004	0.004	0.001	0.001	0.002	0.0	0.0	0.0	0.001
Total	11.05	10.96	11.03	11.04	11.06	10.98	10.93	10.83	10.86	10.81	10.86	10.94	10.97	10.95
Al^{iv}	2.2	2.1	2.2	2.2	2.1	2.2	2.1	2.2	2.3	2.3	2.1	2.2	2.2	2.2
Al^{vi}	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3

جدول۴. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب کلریت در هورنفلس، متا گرانیت و گرانیت‌های شمال ازنا.

Table 4. Electron microprobe analytical results of chlorite in hornfelses, metagranites, and granites from northern Azna

	Hornfels					Meta-Granite								Granite
	Ta					dzh								Ta-1
SiO_2	21.65	22.01	22.12	21.22	22.85	30.44	30.86	27.32	28.47	28.02	25.17	30.16	28.34	26.33
TiO_2	0.069	0.039	0.085	0.066	0.067	0.168	0.949	0.451	0.01	0.638	0.13	0.24	0.18	0.04
Al_2O_3	24.26	23.79	23.63	23.95	23.56	21.44	21.18	21.72	21.66	21.44	20.35	22.31	22.75	22.80
FeO	28.51	28.25	28.87	28.97	28.55	34.24	36.63	37.64	36.26	29.3	29.04	34.71	35.61	37.83
MnO	0.454	0.409	0.517	0.434	0.44	0.897	0.645	0.548	0	0.343	0.35	0	0.12	0.197
MgO	11.44	11.39	11.70	11.04	11.39	5.031	5.926	5.084	5.026	5.491	6.012	5.501	5.705	11.53
CaO	0.028	0.007	0.01	0.099	0.021	0.122	0.23	0.39	0.011	0.022	0.01	0.012	0.401	0.024
Na_2O	0	0.033	0.001	0	0	0.004	0.04	0.003	0.016	0.011	0	0.002	0.003	0.008
K_2O	0.022	0.013	0.005	0.02	0.017	0.126	2.156	0.217	0.009	0.685	0	0	0.41	0.022
Cl	0.003	0	0.011	0.007	0.006	0.033	0.043	0.329	0	0.032	0.041	0	0	0.044
Total	86.45	85.95	86.96	85.81	86.91	92.52	98.67	93.70	91.47	85.98	81.10	92.93	93.51	98.83
						14O								
Si	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	2.3	2.1	2.0	2.1	2.2	2.1	2.2	2.1	1.9
Al	2.6	2.6	2.5	2.6	2.5	2.16	2.0	2.1	2.2	2.3	2.3	2.2	2.2	2.2
Ti	0.006	0.003	0.007	0.005	0.005	0.01	0.07	0.03	0.00	0.05	0.01	0.02	0.01	0.003
Fe	4.618	4.602	4.648	4.726	4.600	5.18	5.20	5.62	5.55	4.77	5.01	5.23	5.33	5.35
Mn	0.074	0.067	0.083	0.071	0.071	0.14	0.09	0.08	0.00	0.06	0.06	0.00	0.02	0.028
Mg	1.854	1.856	1.885	1.802	1.835	0.761	0.841	0.760	0.769	0.894	1.04	0.83	0.85	1.634
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.005	0.001	0.002	0.016	0.003	0.018	0.033	0.058	0.002	0.004	0.002	0.002	0.060	0.003
Na	0.000	0.011	0.0	0.0	0.0	0.001	0.011	0.001	0.005	0.004	0.0	0.001	0.001	0.002
K	0.007	0.004	0.002	0.007	0.005	0.038	0.612	0.065	0.003	0.223	0.0	0.0	0.123	0.006
Cl	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.005	0.006	0.045	0.000	0.005	0.007	0	0	0.005
Total	10.93	10.92	10.94	10.96	10.89	10.43	10.74	10.53	10.35	10.23	10.64	10.59	10.79	11.05
Al^{iv}	2.2	2.2	2.2	2.3	2.2	1.7	1.8	2.0	1.8	1.7	1.8	1.7	1.9	2.1
Al^{vi}	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.2	0.2	0.4	0.6	0.5	0.5	0.4	0.1

ادامه جدول۴.

Continuation of Table 3.

Granite										
Ta-1										
SiO_2	26.04	27.09	29.84	28.35	27.172	27.46	28.26	28.07	27.32	27.14
TiO_2	0.913	0.634	0.074	0.062	0.017	0.791	0.677	0.104	0.754	0.429
Al_2O_3	20.827	21.097	24.31	24.17	24.74	21.029	21.743	21.481	21.033	21.519
FeO	30.155	30.571	29.36	30.354	30.136	39.639	38.979	34.458	38.562	33.657
MnO	0.351	0.411	0.13	0.3	0.113	0.349	0.34	0.166	0.163	0.187
MgO	10.281	10.819	10.45	11.724	11.76	10.283	10.92	9.689	10.123	10.172
CaO	0.049	0.018	0.032	0.004	0.008	0.053	0.028	0.448	0.04	0.051
Na_2O	0.028	0.033	0.026	0.012	0.02	0.006	0	0.045	0.032	0.005
K_2O	0.888	0.604	0.004	0.006	0.004	0.915	0.626	1.133	1.25	0.038
Cl	0.057	0.024	0.45	0.012	0.051	0.03	0.027	0.04	0.002	0.041
Total	89.589	64.211	94.676	94.994	94.021	100.55	101.6	95.634	99.279	93.239
14O										
Si	2.0	2.0	2.2	2.1	2.0	1.9	1.9	2.1	1.9	2.0
Al	2.2	3.1	2.4	2.4	2.5	2.0	2.0	2.1	2.0	2.2
Ti	0.071	0.069	0.005	0.005	0.001	0.055	0.047	0.008	0.053	0.032
Fe	4.712	6.665	4.342	4.474	4.487	5.519	5.371	5.044	5.438	5.054
Mn	0.055	0.090	0.019	0.044	0.017	0.049	0.047	0.024	0.023	0.028
Mg	1.607	2.359	1.545	1.728	1.751	1.432	1.505	1.418	1.428	1.527
Zn	0.0	0.000	0.0	0.0	0.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.008	0.004	0.005	0.001	0.001	0.007	0.004	0.066	0.006	0.008
Na	0.009	0.014	0.008	0.004	0.006	0.002	0.000	0.013	0.009	0.002
K	0.278	0.263	0.001	0.002	0.001	0.255	0.173	0.332	0.353	0.011
Cl	0.008	0.003	0.067	0.002	0.008	0.004	0.003	0.005	0.0	0.01
Total	10.951	14.485	10.67	10.67	10.677	11.185	11.094	11.061	11.213	10.859
Al^{iv}	2.0	2.0	1.7	1.9	1.9	2	2	1.9	2	2.0
Al^{vi}	0.2	1.1	0.7	0.5	0.6	0	0	0.2	0	0.2

۶-بحث

۶-۱- ژئوشیمی کلریت

جانشینی اتمی در ساختار کلریت، به‌ویژه در موقعیت‌های تتراهدرال و اکتاهدری، نقش مهمی در انعکاس شرایط دما - فشار حاکم بر زمان تبلور این کانی ایفا می‌کند. این الگوهای جانشینی، پایه توسعه بسیاری از مدل‌های ترمومتری کلریت را فراهم کرده‌اند و امکان تخمین دمای تشکیل بر اساس ترکیب شیمیایی را فراهم می‌کنند (Bourdelle and Cathelineau, 2015). کلریت با ساختار فرمولی $(Mg,Fe2+,Fe3+,Al)6(Si,Al)4O10](OH)8$ بیان می‌شود که نشان‌دهنده جایگزینی گسترده کاتیون‌ها در ساختار آن است. این کانی متعلق به گروه فیلوسیلیکات‌ها بوده و ساختار آن از لایه‌های T-O-T تشکیل شده است که با لایه‌های هیدروکسیلی معمولاً $(OH)4$ به هم متصل می‌شوند. ترکیب شیمیایی کلریت به

شدت تحت تأثیر شرایط محیطی مانند دما، فشار، و شیمی سیالات دگرگونی قرار دارد.

حضور کروندوفیلیت در هورنفلس‌ها نشان‌دهنده تعادل شیمیایی خاص در طی دگرگونی مجاورتی است که در آن سیالات غنی از آلومینیوم نقش داشته‌اند. حضور شریدانیت به عنوان یک کلریت غنی از منیزیم در متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده دگرسانی هیدروترمالی در دماهای پایین‌تر باشد، که با فرآیندهای دگرگونی پسین یا فعالیت سیالات هیدروترمالی مرتبط است (Deer et al., 2013). ریپیدولیت یک کلریت با نسبت متعادل Fe و Mg است و می‌تواند با فرآیندهای دگرسانی مرتبط با نفوذ سیالات دگرگونی در متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها همراه باشد (Bailey, 1988)، شاموزیت به عنوان یک کلریت غنی از آهن، می‌تواند نشان‌دهنده فعالیت سیالات هیدروترمالی غنی از آهن در طی مراحل دگرسانی یا دگرگونی پسین باشد، که احتمالاً با نفوذ توده‌های آذرین مرتبط است (Chabu, 1995). کلریت نوع آهن-آمسیت معمولاً در محیط‌های احیایی و تحت تأثیر سیالات هیدروترمالی غنی از آهن تشکیل می‌شود. حضور شاموزیت در اکثریت متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها نشان‌دهنده دگرسانی هیدروترمالی پسین است. حضور دافنیت در متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده مراحل پیشرفته‌تر دگرسانی هیدروترمالی باشد، تفاوت در ترکیب کلریت‌ها بین انواع سنگ‌های ازنا نشان‌دهنده تنوع در شرایط دگرگونی و دگرسانی است. حضور کلریت‌های غنی از آهن (شاموزیت و دافنیت) در متاگرانیت‌ها و گرانیت‌ها می‌تواند با فعالیت‌های تکتونیکی و نفوذ توده‌های آذرین مرتبط باشد که سیالات هیدروترمالی را به سنگ‌های میزبان وارد کرده‌اند (Plissart et al., 2009). شاموزیت به عنوان یک کانی شاخص در محیط‌های رسوبی و دگرگونی درجه پایین شناخته می‌شود و حاوی غلظت بالای آهن دو ظرفیتی در ساختار آن است (Nesse, 2012; Deer et al., 2013).

۶-۲- دماسنجی کلریت

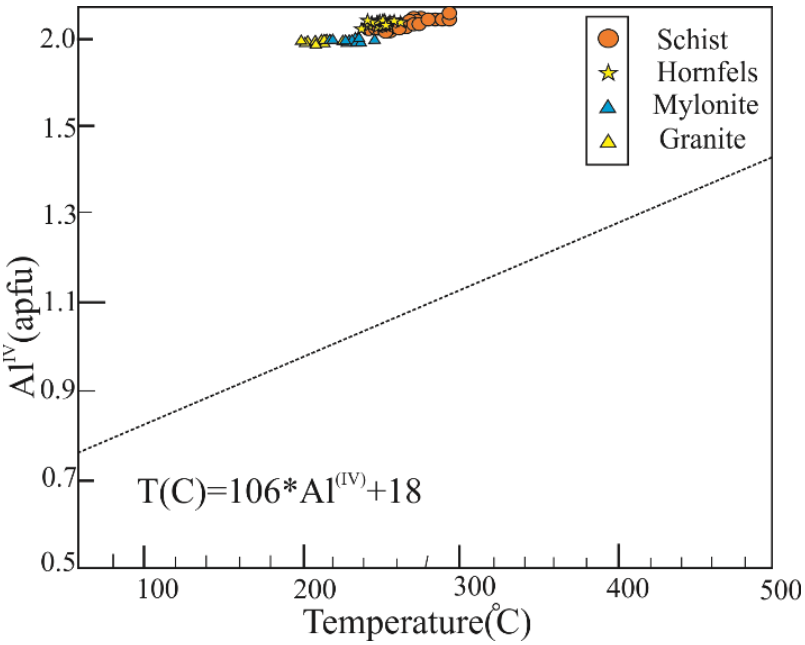
زمین‌دماسنجی کلریت به ترکیب شیمیایی اولیه، فشار، فعالیت سیال و نوع سنگ میزبان وابسته است. بنابراین، تفکیک منبع کلریت (دگرگونی، هیدروترمال، یا ماگمایی) پیش از استفاده از مدل‌ها ضروری است (Kameda et al., 2011; Lanari et al., 2014). زمین‌دماسنجی کلریت بر پایه‌ی توزیع عنصر آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی (AlIV) و گاهی نسبت‌های Fe/(Fe+Mg) یا Ti صورت می‌گیرد. با افزایش دما، مقدار AlIV در ساختار کلریت تغییر می‌کند، زیرا جایگزینی Al در جایگاه‌های چهاروجهی نسبت به موقعیت‌های هشت‌وجهی دما-وابسته است. به همین دلیل، رابطه‌ای تجربی میان AlIV و دمای تبلور یا بازتبلور کلریت وجود دارد (Cathelineau and Nieva, 1985; Inoue et al., 2009). یکی از پرکاربردترین دماسنج‌های تجربی بر پایه AlIV ، مناسب برای شرایط دگرسانی هیدروترمالی در دامنه دما حدود 150 °C - 350 °C با معادله(۱) $T(°C) = 106 \times Al(IV) + [18]$ و برای دماهای بالاتر با معادله (۲) $T(°C) = 321^* Al(IV) + (-61.62)$ بر مبنای مدل(Cathelineau, 1988) و مخصوص محیط‌های گرمابی است(Jowett, 2021). مدل ترمودینامیکی چندجزئی نرم افزاری ترموکالک (Vidal et al., 2005; Vidal et al., 2006) که بر اساس مینیمم انرژی آزاد گیبس عمل می‌کند و شرایط دما-فشار را به‌طور همزمان تخمین می‌زند. این دماسنج‌ها در گستره‌ی دمایی ۱۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد بیشترین کارایی را دارند و عمدتاً در سنگ‌های دگرگون شده از نوع رخساره شیست سبز، پروپیلیتیک، و زون‌های برشی فعال به کار می‌روند. با این حال، در سنگ‌های آذرین دگرسان‌شده مانند گرانیت‌های آلتراسیون‌یافته نیز قابل استفاده‌اند (Vidal and Parra, 2000).

ترمومتری کلریت‌های منطقه ازنا بر اساس نسبت‌های شیمیایی SiO_2 و Al (IV) در شکل ۱۰ بررسی شده است. نمودار (شکل۱۰) رابطه مستقیم بین دما و نسبت Al(IV) را نشان می‌دهد (Cathelineau, 1988)، با در نظرگرفتن میزان Fe/Fe+Mg>0.6 معادله ۱ برای دمای تبلور قابل محاسبه است

$$T(°C) = 106 \times Al(IV) + [18] \quad \text{(رابطه ۱)}$$

پراکندگی داده‌ها در نمودار نشان‌دهنده تنوع در شرایط تشکیل کلریت‌ها در منطقه است (جدول۵، شکل۹). نقاط شیست و هورنفلس در متوسط دمای (۲۸۵ °C) که احتمالاً در نتیجه نفوذ توده‌های آذرین و فعالیت سیالات دگرگونی در این سنگ‌ها رخ داده است.، که با دگرگونی رخساره برگشتی سازگاراست (Jowett, 2021). متاگرانیت یا گرانیت با درصد بالاتر از اکید سیلیس و در دماهای ۲۶۰ °C و Al(IV) (۶-/۹ ۱/۱ اتم) قرار دارند. نسبت بالای (Fe/Fe+Mg) در کلریت‌های این سنگ‌ها، که پیش‌تر به‌عنوان آهن-آمزیت شناسایی شدند،

بیانگر غنای نسبی آهن است که می‌تواند نتیجه حضور سیالات دگرگونی غنی از آهن در طی فرآیند دگرگونی باشد. همچنین، مقدار بالای Aliv (آلومینیوم تتراهدرال) در این کلریت‌ها نشان‌دهنده جایگزینی قابل توجه سیلیسیم با آلومینیوم در موقعیت‌های تتراهدرال است که با افزایش دما در این بازه (به‌ویژه نزدیک به ۲۸۰ °C) هم‌خوانی دارد (Vidal et al., 2001). این دما برای انواع سنگهای دگرگونی منطقه با شرایط دگرگونی پسرونده مطابقت دارد، که منطبق با شرایط محیط زمین‌ساختی پویا ازنا در حاشیه گسل‌های معکوس و راندگی اصلی منطقه فرورانش و بالاآمدگی پوسته زاگرس، است و ویژگی‌های کانی‌شناختی و بافتی سنگ‌ها را تغییر داده است. این محدوده دمایی پایین‌تر نشان‌دهنده فرآیندهای دگرسانی هیدروترمالی پسین است که معمولاً در سنگ‌های آذرین مانند گرانیت‌ها و متاگرانیت‌ها رخ می‌دهد. کلریت‌های این سنگ‌ها، که پیش‌تر در محدوده شاموزیت و دافنیت شناسایی شدند، غنی از آهن هستند و نسبت (Fe/Fe+Mg) بالایی دارند (Deer et al., 2013). مقدار Al^{4+} کمتر در این کلریت‌ها نسبت به کلریت‌های شیست و هورنفلس، بیانگر کاهش جایگزینی آلومینیوم در ساختار تتراهدرال و تشکیل در دماهای پایین‌تر است (Cathelineau, 1988). دمای ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد با شرایط دگرسانی هیدروترمالی در مراحل پایانی فعالیت ماگمایی یا پس از آن هم‌خوانی دارد، جایی که سیالات هیدروترمالی غنی از آهن با سنگ میزبان واکنش داده و کلریت‌های غنی از آهن را تشکیل داده‌اند. این شرایط در یک رژیم دما-فشار پایین‌تر مرتبط است که در آن شرایط احیایی غالب بوده است (Inoue and Utada, 1991). این نتایج دو مرحله متمایز را نشان می‌دهند: (۱) دگرگونی برگشتی در دماهای بالاتر، مرتبط با فعالیت تکتونیکی زاگرس؛ و (۲) دگرسانی هیدروترمال پسین در دماهای پایین‌تر، ناشی از سیالات غنی از آهن در یک رژیم احیایی.



شکل ۱۰- نمودار تغییرات محتوای Al^{IV} در برابر دما برای کلریت‌های شمال منطقه ازنا.

Fig. 10. Al^{IV} versus temperature diagram for the chlorites from the northern Azna area.

جدول۵- نتایج دماسنجی برحسب دما (°C) در سنگ‌های شیست، هورنفلس، متاگرانیت و گرانیت.

Table 5. Results of chlorite thermometry expressed in degrees Celsius (°C) for schists, hornfelses, metagranites, and granites.

Sample	T(°C)																					
Schist	243	256	259	264	250	249	249	251	262	280	263	261	260	257	230	260	270	261	258	280	254	259
	262	250	248	250	245	245	247	243	260	255	267	279	268	272	258	259	272	270	280	262	260	270

Sample	T(°C)																					
	260	268	257	268	265	263	243	268	280	275	265	280	262	280	285	276	286	280	282			
Hornfels	247	238	245	250	242	250	249	244	247	242	252	262	257	244	253	254	256	258	250	253	260	247
Metagranite-Granite	198	210	230	211	200	212	201	220	208	230	240	230	250	230	260	240	237	209	221	228		

۷-نتیجه‌گیری

کلریت‌های موجود در انواع سنگ‌های دگرگونی با منشا پلیتی و آذرین در شمال ازنا محدوده دمایی۲۸۵ و ۲۶۰°C دارند. این طیف دمایی نشان‌دهنده تأثیر دو فرایند اصلی در تبلور کلریت‌ها است: دگرگونی برگشتی در شرایط نیمه‌عمیق و دگرسانی گرمابی در شرایط سطحی‌تر و دمای پایین‌تر. نقش سیالات گرمابی در تشکیل کلریت‌ها در هر دو نوع سنگ، به‌ویژه در متاگرانیت‌ها، بسیار تعیین‌کننده بوده است. ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در این سنگ‌ها، با نسبت (Mg/Mg+Fe) بالا و محتوای پایین R^{+3}، گویای آن است که سیالات گرمابی فقیر از آلومینیوم و غنی از آهن، در دماهای پایین‌تر به درون توده‌های گرانیتوئیدی نفوذ کرده و موجب دگرسانی هیدروترمالی شده‌اند. این فرایندها معمولاً در مراحل پس‌ماگمایی یا طی تحول ساختاری ناحیه رخ داده‌اند. با افزایش محتوای AlVI، دمای تبلور کلریت نیز به‌طور معناداری افزایش می‌یابد. کلریت‌هایی با محتوای AlIV بالا نیز گرایش به تبلور در دماهای نسبتاً بالاتر دارند، که با مدل‌های موجود در ترمومتری کلریت مطابقت دارد. کلریت‌های با نسبت بالاتر از Mg گرایش به تبلور در دماهای بالاتر دارند، در حالی که نمونه‌های غنی از Fe در دماهای پایین‌تر تشکیل شده‌اند. این رفتار شیمیایی بازتاب‌دهنده شرایط متفاوت فیزیکوشیمیایی حاکم در زمان تبلور کلریت و همچنین نوع سیال عامل دگرسانی است. در مجموع، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب شیمیایی سیالات، منشأ سنگ میزبان (پروتولیت)، و رژیم دما ـ فشار، همگی نقش مؤثری در تعیین نوع، ترکیب و دمای تشکیل کلریت‌های منطقه داشته‌اند.

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از رساله دکتری نویسنده اول مقاله است. از داوران محترم و سردبیر مجله وزین که با تذکرات ارزشمندشان موجب ارتقاله موارد علمی و تخصصی مقاالله هستند کمال امتنان را دارم.

مراجع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148, 692-725 .

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238 .

Bailey, S.W., 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 19, 347-403 .

Böhm, L., Grančič, P., Scholtzová, E., Heyde, B.J., Düring, R-.A., Siemens, J., Gerzabek, M.H., Tunega, D., 2023. Adsorption of the hydrophobic organic pollutant hexachlorobenzene to phyllosilicate minerals. Environmental Science and Pollution Research 30, 36824-36837. https:/https://doi.org/10.1007/s11356-022-24818-۴

Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R2+–Si diagram. European Journal of Mineralogy 27, 617-626. https:/https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467

Cathelineau, M., 1998 .Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals 23, 471-485. https:/https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13

Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to mineralogy and petrology 91, 235-244. https:/https://doi.org/10.1007/BF00413350

Chabu, M., 1995. FROM THE KIPUSHI Zn-Pb-Cu DEPOSIT, SHABA, ZAIRE. The Canadian Mineralogist 33, 547-558 .

Deer, W.A., Howie, R.A ,. Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals (Mineralogical Society of Great Britain and Ireland).

Hassanzadeh, J., Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions .Tectonics 35, 586-621 .

Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society 30, 277-292. https:/https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01

Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault ,C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. Clays and clay minerals 57, 371-382. https:/https://doi.org/10.1346/CCMN.2009.0570309

Inoue, A., Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. American mineralogist 76, 628-640 .

Jafari, A., Malekzadeh Shafaroudi, A., 2019. Mineral chemistry and thermometry of chlorites in mineralization zones and metamorphic rocks from Golgohar iron ore deposit (No. 1), Sirjan, Kerman. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26, 799-812. https:/10.29252/ijcm.26.4.799

Jowett, E.C., 2021. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Available at SSRN 3863523. https:/https://dx.doi.org/10.2139/ssrn.3863523

Kameda, J., Ujiie, K., Yamaguchi, A., Kimura, G., 2011. Smectite to chlorite conversion by frictional heating along a subduction thrust. Earth and Planetary Science Letters 305, 161-170. https:/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.051

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O., 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al2O3–SiO2–H2O: applications to P–T sections and geothermometry. Contributions to mineralogy and petrology 167, 968. https:/https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8

Manthilake, G., Bolfan-Casanova, N., Novella, D., Mookherjee, M., Andrault, D., 2016. Dehydration of chlorite explains anomalously high electrical conductivity in the mantle wedges. Science Advances 2, e1501631. https:/https://doi.org/10.1126/sciadv.1501631

March, S., Hand, M., Morrissey, L., Kelsey, D., 2025. Thermal buffering-controlled temperature variation between Mg–Al-rich rocks and migmatites. Scientific Reports 15, 3038. https:/https://doi.org/10.1038/s41598-025-87496-5

Miyashiro, A., 1994. Metamorphic petrology (Crc Press).

Mohajjel, M., Fergusson, C., Sahandi, M., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412 .

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology 22, 1125-1139. https:/https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7

Nesse, W.D., 2012. Introduction to mineralogy (Oxford Univ. Press). P. 480.

Plissart, G., FÉMÉnIaS, O., MÃRUnTIU, M., Diot, H., Demaiffe, D., 2009. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita–Iuti ophiolite, Southwestern Romania. The Canadian Mineralogist 47, 81-105. https:/https://doi.org/10.3749/canmin.47.1.81

Sahandi, M., Radfar, J., Hoseinidoust, J., Mohajjel, M., 2006. Geological map of Iran, 1: 100000 series, sheet 5857. Geological Survey of Iran .

Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology 30, 116-136 .

Shabanian, N ,.Khalili, M., Davoudian, A., Reza Mohajjel, M., 2009. Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran; Petrography and

geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Neues Jarbuch fur Mibneralogie-Abhandlungen 185, 233-248 .

Siebecker, M.G., Chaney, R.L., Sparks, D.L., 2018. Natural speciation of nickel at the micrometer scale in serpentine (ultramafic) topsoils using microfocused X-ray fluorescence, diffraction, and absorption. Geochemical Transactions 19, 14. https:/https://doi.org/10.1186/s12932-018-0059-2

Stöcklin, J., Geology, C.A.o.G.S.R.I.o., Survey, I.G., 1973. Tectonic map of Iran, Geological Survey of Iran.

Vidal, O., de Andrade, V., Lewin ,E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S., 2006. P–T-deformation-Fe3+/Fe2+ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). Journal of Metamorphic Geology 24, 669-683. https:/https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x

Vidal, O., Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite–phengite assemblages. Geological Journal 35, 139-161. https/:https://doi.org/10.1002/gj.856

Vidal, O., Parra, T., Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 °C, 1 to 25 kb range. American Journal of Science 301, 557-592 .

Vidal, O., Parra, T., Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. American Mineralogist 90, 347-358. https:/https://doi.org/10.2138/am.2005.1554

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187 .

Wiewióra, A., Weiss, Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. Clay Minerals 25, 83-92. https:/https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09

Yardley, B., Warren, C., 2021. An introduction to metamorphic petrology. Cambridge University Press, P. 344 .

Zane, A., Weiss, Z., 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. Rendiconti Lincei 9, 51-56 .